e-copy by API

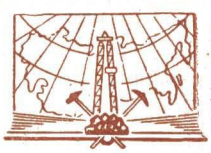
ГЕОЛОГИЯ СССР

ТОМ
XXXI

КАМЧАТКА, КУРИЛЬСКИЕ И КОМАНДОРСКИЕ ОСТРОВА

ЧАСТЬ
I

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ



http://jurassic.ru/

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ СССР

ГЕОЛОГИЯ СССР

Главный редактор
А. В. Сидоренко

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА 1964

http://jurassic.ru/

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ СССР
ГЛАВГЕОЛОГИЯ РСФСР
КАМЧАТСКОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

ГЕОЛОГИЯ СССР

ТОМ XXXI

КАМЧАТКА, КУРИЛЬСКИЕ И КОМАНДОРСКИЕ ОСТРОВА

ЧАСТЬ I
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

Редактор *Г. М. Власов*
Соредактор *М. Б. Белова*

ИЗДАТЕЛЬСТВО „НЕДРА"
МОСКВА 1964

http://jurassic.ru/

УДК 550 [(571.66) + (22 : 571.64)]

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ «ГЕОЛОГИИ СССР»

АЛИ-ЗАДЕ А. А.
АССОВСКИЙ А. Н.
БАРАТОВ Р. Б.
БЕЛЯЕВСКИЙ Н. А. (зам. главного редактора)
БЕЛОУСОВ В. В.
БОГДАНОВ А. А.
ГОРСКИЙ И. И.
ДВАЛИ М. Ф.
ДЗОЦЕНИДЗЕ Г. С.
ЕРШОВ А. Д.
ЕСЕНОВ Ш. Е.
КОПТЕВ-ДВОРНИКОВ В. С.
КОСОВ Б. М.
КУЗНЕЦОВ Ю. А.
ЛУКАШОВ К. И.
МАГАКЬЯН И. Г.
МАЛИНОВСКИЙ Ф. М. (зам. главного редактора)
МАЛЫШЕВ И. И.
МАРИНОВ Н. А.
МАРКОВ Ф. Г.
МАРКОВСКИЙ А. П.
МАШРЫКОВ К. К.
МИРЛИН Т. А.
МИРЧИНК М. Ф.
МУРАТОВ М. В.
НАЛИВКИН Д. В.
ОРВИКУ К. К.
ПЕЙВЕ А. В. (зам. главного редактора)
ПОПОВ В. С.
САТПАЕВ К. И.
СЕМЕНЕНКО Н. П.
СЕМЕНОВ А. И.
СИДОРЕНКО А. В. (главный редактор)
СМИРНОВ В. И.
СПРИНГИС К. Я.
ТРОФИМУК А. А.
ХАМРАБАЕВ И. Х.
ШАТАЛОВ Е. Т.
ЩЕРБАКОВ Д. И.
ЯНШИН А. Л.
ЯРМОЛЮК В. А.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ XXXI ТОМА

БЕЛОВА М. Б. (соредактор),
ВЛАСОВ Г. М. (редактор),
ЖЕГАЛОВ Ю. В.,
КРЫЛОВ В. В.,
ТИТОВ В. А.,
ЯРМОЛЮК В. А.

http://jurassic.ru/

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

http://jurassic.ru/

http://jurassic.ru/

ПРЕДИСЛОВИЕ

При составлении XXXI тома «Геологии СССР» использованы материалы геологических исследований полуострова Камчатки, Курильских и Командорских островов по 1961 г. включительно.

В связи с тем что в изданной в 1961 г. монографии «Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Камчатки» почти не освещены вопросы магматизма, металлогении, геологии четвертичных отложений, гидрогеологии и геоморфологии, настоящий том может рассматриваться как первая сводная работа по геологии Камчатки и сопредельных архипелагов.

В работе над томом принимал участие большой коллектив авторов, из которых многие лично участвовали в геологических исследованиях описываемого района (В. А. Аксенович, С. Е. Апрелков, М. Б. Белова, В. Н. Бондаренко, М. М. Василевский, Г. П. Вергунов, Г. М. Власов, Г. С. Горшков, Л. П. Грязнов, М. Ф. Двали, Б. К. Долматов, Б. Ф. Дьяков, Ю. В. Жегалов, Ю. С. Желубовский, К. К. Зеленов, В. В. Иванов, И. Н. Карбивничий, Е. П. Кленов, А. Д. Кочеткова, В. В. Крылов, Т. Ю. Маренина, Н. М. Маркин, Е. К. Мархинин, А. Ф. Марченко, И. М. Мигович, А. Ф. Михайлов, В. П. Мокроусов, И. Ф. Мороз, С. И. Набоко, В. М. Никольский, Ю. А. Новоселов, А. С. Погожев, М. И. Попкова, К. В. Прохоров, А. Ф. Прялухина, Р. И. Родионова, Д. Е. Саватеев, Н. Д. Садовский, А. Е. Святловский, К. Ф. Сергеев, В. Б. Сергеева, Б. В. Стырикович, В. А. Титов, Л. И. Тихомиров, О. Н. Толстихин, Б. И. Федорченко, В. Н. Шилов, В. А. Ярмолюк).

Работа по составлению тома, начатая в 1952 г.; вскоре была прервана и возобновилась лишь в 1958 г. Специально для данного тома Г. М. Власовым, В. А. Ярмолюком и Ю. С. Желубовским составлены геологические карты Камчатки и Курильских островов. Исследования Ю. В. Жегалова на Командорских островах явились основой для составления новой геологической карты этой территории.

Своеобразие природных условий рассматриваемых областей обусловило некоторые особенности расположения материала в томе. Так, территориальная обособленность, различная степень геологической изученности, различные геологические условия делают более целесообразным раздельное описание геологии Камчатки, Курильских и Командорских островов.

В связи с тем, что Камчатка, Курильские и Командорские острова располагаются среди обширных акваторий Тихого океана и внутренних морей, геологическое строение дна которых в значительной степени определяет геологические условия описываемых районов, выявилась необходимость введения раздела, освещающего тектонические и геоморфологические особенности дна морей и океанов, прилегающих к Камчатке и Курильским островам.

http://jurassic.ru/

В главе «Магматизм и явления метаморфизма» большое внимание уделено вулканам — этой достопримечательности Камчатки и Курильских островов, а также молодым гидротермальным процессам, условия изучения которых здесь чрезвычайно благоприятны.

При слабой геологической изученности Камчатки, Курильских и Командорских островов многие важные проблемы геологии этих районов не могут пока быть решены однозначно. Поэтому по некоторым вопросам, вызывающим разногласия, в томе приводятся точки зрения авторов, стоящих на принципиально различных позициях. В ряде случаев это сделано в редакционных примечаниях.

http://jurassic.ru/

ВВЕДЕНИЕ

Описываемая территория расположена между 44—61° с. ш. и 146—164° в. д., протягиваясь в меридиональном направлении на 1900 *км* (рис. 1).

Северной границей рассматриваемой территории является перешеек Камчатского полуострова. К югу от него располагается цепь Курильских островов, протягивающаяся до о. Хоккайдо в виде дуги,

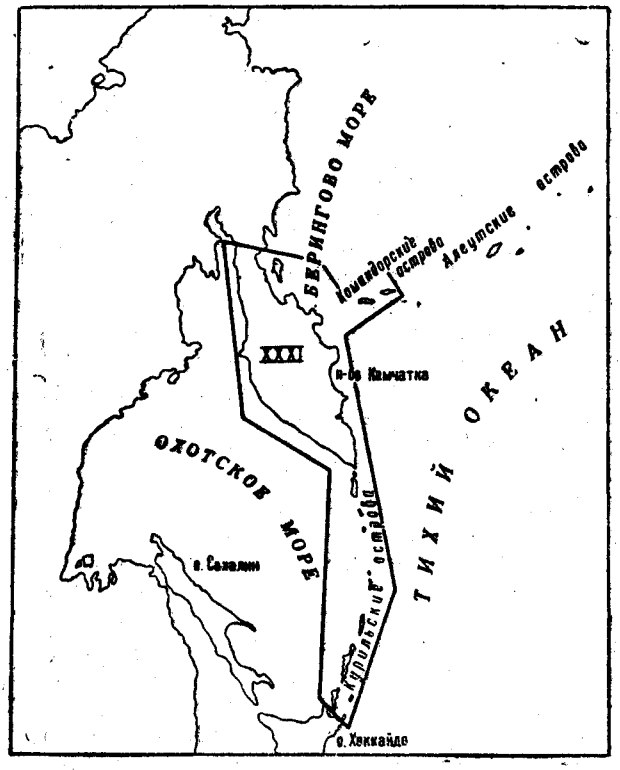


Рис. 1. Схематическая карта описываемой территории

обращенной выпуклостью на юго-восток. С запада берега Камчатки и Курильских островов омываются водами Охотского моря, с востока — Берингова моря и Тихого океана. В 280 *км* к востоку от Камчатки находятся Командорские острова, являющиеся крайним западным звеном Алеутской островной дуги. Таким образом, описываемый район охватывает территорию Курило-Камчаткой дуги и западное окончание причленяющейся к ней Алеутской островной дуги. Площадь Камчатского полуострова в указанных выше границах составляет 270 тыс. $км^2$;

http://jurassic.ru/

общая площадь всех Курильских островов около 11 тыс. *км*², Командорских — около 1500 *км*².

Не только геологическое строение, но и рельеф района в значительной мере определяется молодыми и современными вулканическими процессами. Вулканические нагорья и цепи вулканических конусов являются основой ландшафта Курильских островов и значительной части Камчатки, особенно ее восточных районов. Другой особенностью рельефа Камчатки является чередование протяженных горных хребтов и низменных равнин, как следствие линейного расположения главных тектонических структур полуострова.

Самая обширная — Западная Камчатская низменность, соответствующая краевому прогибу, протягивается почти на 1000 *км* вдоль западного берега полуострова, продолжаясь на северо-восток, в Корякское нагорье, вдоль Пенжинской и Парапольской впадин, и на юго-запад в виде глубоководной Южно-Охотской впадины. Центральная Камчатская впадина, выраженная Центральной Камчатской депрессией, а на своем северо-восточном продолжении — депрессией пролива Литке, а затем депрессиями залива Корфа и р. Вывенки, также протягивается на расстояние более 1000 *км*. Между Западной Камчатской и Центральной Камчатской впадинами и к востоку от последней проходят два крупнейших хребта Камчатского полуострова — Срединный и Восточный. Протягиваясь почти через весь Камчатский полуостров, эти хребты имеют дальнейшее продолжение на юго-запад, первый — вдоль Большой Курильской дуги, второй — вдоль подводного хребта Витязь. Не менее четко весьма протяженные элементы проявляются и в донном рельефе моря. Рядом с Камчаткой и Курильскими островами в Тихом океане протягивается более чем на 2000 *км* Курило-Камчатская океаническая впадина.

Эти главные орографические элементы осложнены второстепенными, обусловливая в общем горный, сильно пересеченный характер рельефа большей части площади.

В административном отношении Камчатка, вместе с Командорскими островами, входит в Камчатскую область; Курильские же острова представляют собой часть Сахалинской области.

Население Камчатки, Курильских и Командорских островов немного превышает 300 тыс. человек. Самым крупным населенным пунктом Камчатки является областной центр — г. Петропавловск-Камчатский. На Курильских островах большинство населения сосредоточено в районных центрах — городах Южно-Курильске (о. Кунашир), Курильске (о. Итуруп) и Северо-Курильске (о. Парамушир).

Главную роль в экономике Камчатки, Курильских и Командорских островов играет рыбная промышленность. Горная промышленность находится в зачаточном состоянии, хотя и имеются перспективы ее быстрого развития, связанные с крупными угольными ресурсами Камчатки, возможностями нахождения здесь промышленных месторождений нефти, благоприятными геологическими предпосылками для нахождения на Камчатке и Курильских островах медных, медно-молибденовых, полиметаллических, ртутных, золото-серебряных руд, залежей серы и других видов минерального сырья.

http://jurassic.ru/

КАМЧАТКА

http://jurassic.ru/

http://jurassic.ru/

Глава первая

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ

Начало геологического изучения п-ова Камчатки было положено Второй Камчатской экспедицией Беринга в конце первой половины XVIII в. Прошедшая с тех пор более чем двухвековая история исследований Камчатки четко распадается на два различных периода. Первый период охватывает время с начала Второй Камчатской экспедиции Беринга (1733—1743 гг.) до установления Советской власти на Дальнем Востоке (1922 г.), второй период — с 1922 г. по настоящее время. Первый период истории геологических исследований Камчатки в свою очередь может быть подразделен на три этапа.

Для первого этапа исследований, охватывающего время с начала Второй Камчатской экспедиции Беринга до конца XVIII столетия, характерно проведение общенатуралистических наблюдений и описаний Камчатки отдельными путешественниками-натуралистами. Специально геологические наблюдения являлись случайностью. Это, собственно, предыстория геологического изучения Камчатки, связанная с именем его первых исследователей, участников Второй Камчатской экспедиции Беринга — С. П. Крашенинникова (1755), Г. Стеллера (Steller, 1774) и ряда других. Указанные исследователи впервые в широком для того времени масштабе касаются вопросов географии, орографии и гидрографии Камчатки. Ими отмечается наличие здесь «огнедышащих гор», случаев «трясения земли», описываются некоторые горные породы и минералы, а также указывается на наличие ряда полезных ископаемых — серы, железа, угля и др.

После исследований С. Крашенинникова и Г. Стеллера в 1793 г. П. С. Палласом производится определение доставленных с Камчатки образцов ископаемой флоры, которая оказывается по возрасту третичной.

Второй этап, охватывающий XIX в., характеризуется началом проведения на Камчатке более или менее специальных геологических исследований. В результате появляются первые мелкомасштабные, полуглазомерные геогностические (геологические) карты полуострова. Этот этап изучения Камчатки связан главным образом с именами А. Эрмана, К. Дитмара и В. А. Обручева.

А. Эрман, совершая в 1829 г. поездку с западного берега полуострова на восточный по маршруту р. Тигиль—р. Седанка—р. Еловка, устанавливает в устье р. Тигиль развитие континентальных, а выше по этой реке — широкое распространение морских отложений. На основании маршрутных наблюдений и опросных данных А. Эрман составил первую геологическую карту Камчатки, опубликованную в 1840 г. в Берлине.

В 1834—1936 гг. был опубликован отчет о кругосветном путешествии Ф. Литке на бриге «Сенявин». В отчете приведены геологические наблюдения участника этого путешествия А. Постельса на берегу Авачинской бухты, в районе Авачинского вулкана и на о. Карагинском.

В 1851—1855 гг. на Камчатке проводил исследования К. Дитмар (1901). Им была осмотрена значительная часть западного и восточного

http://jurassic.ru/

побережий, долина р. Камчатки, а также были совершены пересечения полуострова по маршрутам Петропавловск—Большерецк и с. Тигиль—с. Усть-Камчатск. В равнинной части Западной Камчатки К. Дитмаром устанавливается широкое развитие третичных осадочных отложений, а в Срединном и Восточном хребтах Центральной Камчатки — метаморфических и вулканических пород. В Восточной Камчатке им описываются зеленокаменные породы у Петропавловска, изверженные породы Шипунского и Кроноцкого мысов. Много внимания им уделяется наблюдениям и описанию вулканов Камчатки. В результате своих исследований К. Дитмар составил вторую геологическую карту Камчатки в масштабе 1 : 4 000 000. По сравнению с картой А. Эрмана, она является более совершенной. Сейчас эти карты представляют лишь исторический интерес.

Позднее по данным К. Дитмара В. А. Обручевым (1892) составляется такая же схематическая геологическая карта Камчатки в масштабе 1 : 4 200 000. По своему содержанию она мало отличается от карты К. Дитмара и теперь также представляет лишь исторический интерес.

В результате исследований, проведенных во втором этапе, было получено первое приближенное представление о составе и распространении развитых на Камчатке геологических образований, о вулканах и некоторых полезных ископаемых.

Третий этап первого периода начинается с экспедиции К. И. Богдановича 1898—1899 гг. и заканчивается ко времени установления на Камчатке Советской власти. В это время исследования по-прежнему носили эпизодический характер, но преследовали уже специальные геологические цели. Таковы рекогносцировочные исследования К. И. Богдановича, работы Е. В. Круга, С. А. Конради, Н. Г. Келля, С. Ф. Машковцева и П. В. Чурина и др.

Маршрутные исследования К. И. Богдановича проходили главным образом по Срединному Камчатскому хребту и западному побережью Камчатки. Его работа «Геологический очерк Камчатки», напечатанная в 1904 г. на немецком языке, сопровождается маршрутной геологической картой в масштабе 1 : 200 000; некоторые из приводимых им данных не потеряли своего значения и до настоящего времени.

Геологические образования Камчатки К. И. Богданович подразделяет на тринадцать групп, в том числе: плиоценовые осадочные породы, дотретичные «аркозовые песчаники, тесно связанные с диабазами и их туфами», предположительно палеозойские метаморфические сланцы южной части Срединного хребта, гранитные интрузии Срединного хребта, дотретичные диабазы и авгит-гиперстеновые порфириты. Особое внимание К. И. Богданович уделил изучению молодых вулканических пород Срединного хребта, среди которых им выделено шесть групп. К. И. Богданович первый из исследователей рассматривал вопрос о третично-четвертичной границе на Камчатке. Границу между плиоценом и плейстоценом он рекомендовал проводить по тектоническим соотношениям пород, считая, что плиоценовые слои всегда дислоцированы, плейстоценовые же лежат горизонтально.

Участником экспедиции К. И. Богдановича Н. В. Слюниным (1900) значительно расширены сведения о Камчатке естественноисторического характера. Кроме того, собранные им коллекции горных пород и ископаемой фауны, обработанные в Геологическом комитете, позволили несколько расширить представления о геологии Камчатки. В частности, весьма важным является определение академиком Ф. П. Шмидтом из коллекции Н. В. Слюнина «с Камчатки, из района р. Тигиля» *Inocera-*

http://jurassic.ru/

mus cuvieri, благодаря чему было установлено наличие в Западной Камчатке верхнемеловых отложений.

Некоторые вопросы географии и геоморфологии Западной Камчатки освещаются В. В. Тюшевым (1906), длительное время жившим на Камчатке.

В 1908— 1909 гг. на Камчатке проводила комплексные исследования экспедиция Русского географического общества. Труды ботанического (Комаров, 1912, 1930), зоологического (Шмидт, 1916) и гидрогеологического (Лебедев, 1915) отрядов экспедиции, а также карта вулканов (Келль, 1928) были опубликованы. К сожалению, основные труды геологического отдела оказались незавершенными и неопубликованными, за исключением двух кратких отчетов (Конради, 1911, 1925).

П. Ю. Шмидт и В. Н. Лебедев уделили много внимания геоморфологии Усть-Камчатского района, в частности озерам Нерпичьему и Култучному. В. Н. Лебедев дает генетическую классификацию озер Камчатки и приводит мнение геолога С. А. Конради о наличии вдоль восточного берега Камчатского полуострова дислокационной линии, проходящей от Раковой бухты Авачинской губы на северо-восток через мыс Кроноцкий и п-ов Камчатского Мыса, а также о широтном направлении складчатости третичных пород, слагающих хребты к западу и северо-западу от Камчатского Мыса.

В 1912 г. С. Ф. Машковцев и П. В. Чурин (1931) в результате маршрутных исследований впервые осветили геологическое строение района побережья залива Корфа с его известными уже тогда угольными месторождениями. Ими было также сделано пересечение полуострова от залива Корфа к устью р. Рекинники на побережье Пенжинской губы. В опубликованном отчете приводится петрографическое описание пород, схема стратиграфии третичных отложений и последовательность вулканических фаз. Данные о полезных ископаемых Камчатского полуострова, главным образом, о его золотоносности, обобщены С. Д. Оводенко (1913).

Следует также упомянуть о работах 1920—1922 гг. шведской экспедиции (Бергман, Маллес и др.), изучавшей флору, фауну, вулканы, население и археологию Камчатки. В опубликованных трудах экспедиции приводятся сравнительно редкие сведения геологического характера.

Этими исследованиями исчерпывается третий этап первого периода истории геологического изучения полуострова. В итоге работ этого этапа сложились обоснованные представления о Камчатке, как о сложном геологическом сооружении.

Второй период геологического изучения полуострова Камчатки начинается с момента установления на Камчатке Советской власти и продолжается до настоящего времени. Этот период также может быть подразделен на три этапа.

Первый этап, продолжавшийся с 1922 по 1930 гг., характеризуется рекогносцировками — поисками различных полезных ископаемых в отдельных районах полуострова.

В 1923 г. экспедицией П. И. Полевого было подтверждено наличие на восточном побережье Камчатки, в долине р. Богачевки, выхода нефти, открытого в 1921 г. камчатскими охотниками Трухиным, Вороновым и Скурихиным. Б. М. Штемпелем, продолжавшим исследования этого района в 1927—1929 гг., составлена первая схема стратиграфии третичных отложений бассейнов рек Богачевки и Тюшевки и намечаются основные черты тектонического строения этой площади. В 1923 г. П. И. Полевым была составлена сводка о полезных ископаемых Камчатки.

http://jurassic.ru/

В 1928 г. Г. А. Дягилевым проводятся геологопоисковые работы в Усть-Камчатском районе и в районе Камчатского Мыса. В составленном им отчете (1931 г.) даются сведения о распространении и составе основных интрузивных пород Камчатского Мыса, а также приводятся первые данные о третичных отложениях, развитых в бассейне р. Еловки и на морском берегу южнее Усть-Камчатска. В этих отложениях Г. А. Дягилевым отмечается содержание бурых углей.

В 1929 г. третичные угленосные отложения Усть-Камчатского района детально исследуются и описываются М. Н. Ивантишиным. Также с целью поисков углей в 1928 г. И. А. Преображенским (1933) были проведены геологические исследования в районе залива Корфа. Угольные месторождения района, по И. А. Преображенскому, имеют местное промышленное значение. В последующие годы Корфовское месторождение разведывалось М. Г. Магазовым (1932—1933 гг.) и М. М. Поповым (1939 г.).

В этот период проводятся исследования на территории Западной Камчатки. В 1928—1930 гг. почти по всему западному побережью полуострова, от р. Плотниковой на юге до р. Паланы на севере, ведут поиски полезных ископаемых геологи Г. А. Дягилев и А. Н. Трошин.

Второй этап советского периода истории геологического изучения полуострова, начавшийся в 1930 г., характеризуется широким развитием экспедиционных исследований, проводимых Всесоюзным нефтяным научно-исследовательским геологоразведочным институтом (ВНИГРИ), Академией наук СССР, Дальневосточным геологическим управлением и другими организациями.

С 1930 г. геологическими исследованиями ВНИГРИ охватывается обширная полоса восточного побережья Камчатки от р. Богачевки на юге до р. Уки на севере. В 1931 г. исследования вели Н. И. Лазаренко в районе рек Богачевки и Тюшевки, Б. А. Алферов в районе рек Чажмы—Сторожа, Л. А. Гречишкин в районе р. Андриановки и южнее, М. Ф. Двали в северном районе полуострова, между р. Камчаткой и р. Укой. В работе экспедиции принимали участие также Б. Ф. Дьяков и И. Б. Плещаков. В результате исследований созданы местные стратиграфические схемы и дано освещение основных черт тектоники. В последующие годы геологические исследования были продолжены в других районах Восточной Камчатки: М. Ф. Двали от р. Уки далее на север, до р. Панкары, Л. А. Гречишкин — на юг, до г. Петропавловска. Кроме того, Л. А. Гречишкиным было посещено Богачевское месторождение нефти с целью выбора места для заложения здесь глубокой разведочной скважины. В результате проведенных исследований сотрудниками ВНИГРИ составляются первые сводки по геологии Восточной Камчатки: Л. А. Гречишкиным (1935) по области восточного побережья от г. Петропавловска до Усть-Камчатска и М. Ф. Двали (1936) по области восточного побережья от Усть-Камчатска до р. Панкары.

В 1936—1937 гг. ВНИГРИ вновь возвращается к исследованию Богачевского месторождения. Бассейн р. Богачевки и соседней с ней р. Тюшевки обследуется маршрутно Б. Ф. Дьяковым и более детально в течение 1937—1938 гг. М. Ф. Двали.

В 1939—1940 гг. геологами ВНИГРИ О. С. Вяловым и Р. И. Вяловой проведены маршрутные исследования в Усть-Камчатском районе, к югу и северу от р. Камчатки, а Б. Ф. Дьяковым в Олюторском районе. В результате проведенных работ в Усть-Камчатском районе было установлено широкое развитие предположительно палеогеновых отложений, сходных с нефтеносными отложениями р. Богачевки. Б. Ф. Дьяковым в предположительно верхнемеловых отложениях Олюторского района отмечены признаки нефтеносности.

http://jurassic.ru/

В 1940 г. Дальневосточным геологическим управлением на Камчатке начаты площадные геологические съемки. Работы эти велись Г. М. Власовым в 1940 г. в Большерецком районе, в 1941 г. — в Олюторском и северной части Карагинского района. В Олюторском районе отложения с нефтепроявлениями, считавшиеся Б. Ф. Дьяковым верхнемеловыми, отнесены Г. М. Власовым по находкам фауны к палеогеновым образованиям, которые могут быть сопоставлены с богачевской нефтеносной толщей. Эти отложения оказались широко распространенными на восточном побережье Камчатки, причем везде в них отмечались признаки нефтеносности (п-ов Ильпинский, р. Оссора и др.).

В 1946 г. М. Ф. Двали и В. Н. Винюков выполняют геологические маршруты в бассейне р. Озерной, где ими установлено значительное развитие предположительно палеогеновых пород, которые могут быть сопоставлены с нефтеносными отложениями р. Богачевки.

Одновременно с геологическими исследованиями Восточной Камчатки сотрудниками ВНИГРИ велись большие геологические работы на западном побережье полуострова. Так, в 1931 г. в Тигильском районе начинает проводить геологические исследования Б. Ф. Дьяков, продолжавший изучение Западной Камчатки с небольшими перерывами вплоть до 1948 г. За это время им маршрутно исследуется почти все западное побережье полуострова и область Срединного Камчатского хребта.

В 1931—1932 гг. Б. Ф. Дьяковым в Тигильском районе открываются нефтепроявления в третичных и верхнемеловых отложениях и устанавливается наличие ряда перспективных на нефть антиклинальных структур (Воямпольская, Точилинская и др.). Этим же исследователем в 1932 г. составляется первая схема стратиграфии третичных отложений Тигильского района. В 1936—1939 гг. эта схема Б. Ф. Дьяковым была пересмотрена и из нее исключено допущенное в первом варианте повторение в разрезе одних и тех же толщ. В 1937—1938 гг. Б. Ф. Дьяков составил сводный стратиграфический разрез мезозойских отложений Западной Камчатки, а позднее, в 1944—1947 гг., им был дан общий стратиграфический разрез домезозойских отложений Срединного Камчатского хребта. Стратиграфические построения Б. Ф. Дьякова, хотя и подверглись в дальнейшем некоторой переработке, явились руководящими при последующих геологических работах на Камчатке.

В разработке стратиграфии третичных образований Камчатки большое значение имели работы в Тигильском районе сотрудника ВНИГРИ И. Б. Плешакова, внесшего в схему Б. Ф. Дьякова существенные поправки (1939). Им сделано сопоставление третичных отложений Камчатки с лучше изученными третичными разрезами о. Сахалина. И. Б. Плешаков (1938) выделил для Сахалино-Камчатского района шесть фаз тектогенеза, из которых четыре были подтверждены дальнейшими работами на Камчатке и Сахалине.

В 1931—1932 гг. М. Ф. Двали выполнил геологические маршруты в Паланском районе, по охотскому берегу от р. Тигиль до р. Лесной, а также пересечения Камчатки по направлениям р. Еловка—р. Тигиль и р. Лесная — р. Карага. В 1934 г. он производил геологическую съемку Точилинской и Хромовской антиклиналей.

В течение ряда лет на западном побережье Камчатки вел геологические исследования Н. М. Маркин. В 1932 г. им маршрутно обследуется Хайрюзовский район, в 1934 г. производится детальная геологическая съемка северной части Воямпольской антиклинали, а в 1935—1936 гг. исследуется п-ов Тайгонос и камчатское побережье Пенжинской губы от р. Пенжины до р. Лесной.

http://jurassic.ru/

В 1933—1934 гг. вдоль западного берега Северной Камчатки провел геологический маршрут геолог Дальстроя Б. В. Хватов. Третичные и верхнемеловые отложения восточного берега Пенжинской губы описаны в сводной работе Ф. К. Рабинович (1936).

В 1932—1935 гг. на западном побережье Камчатки, в бассейнах рек Хайрюзовой, Тигиль, Подкагерной и на мысе Омгон, сотрудниками Дальневосточного геологического управления — Л. В. Микуличем, Н. В. Бессоновым, П. Г. Тугановым, В. И. Савельевым — проводились поисковые работы на угли. В результате была освещена геология изученных угленосных площадей, даны заключения о находящихся здесь угольных месторождениях. Петрографические особенности углей изучались Н. К. Конюховой (1934 г.), Л. Н. Марковой и А. И. Мячиной (1942 г., 1946 г.). Все материалы по угольным месторождениям Камчатки обобщались Л. В. Микуличем (1937 г.), а затем Г. М. Власовым (1943 г.). Залежи пемзы на Южной Камчатке изучались в 1931—1933 гг. Н. И. Лазаренко и А. А. Питаде. В последующем (1952 г.) отложения пемзы на склоне вулкана Авача разведывал Д. Е. Саватеев.

В районе г. Петропавловска специальные гидрогеологические исследования проводил в 1940 г. К. А. Беляев, осветивший некоторые черты геоморфологии района, стратиграфии третичных и четвертичных образований.

В 1933—1934 гг. в южных районах западного побережья Камчатки, между реками Сопочной и Большой, ведут маршрутные геологические исследования геологи Центрального научно-исследовательского геологоразведочного института (ЦНИГРИ): Б. В. Наливкин по р. Кихчик, А. И. Плахута по рекам Иче и Сопочной и Д. С. Гантман по рекам Крутогоровой и Облуковине.

В 1934—1937 гг. экспедиционные геологические исследования на Камчатке проводит Академия наук СССР. Геологические маршруты ее сотрудников проходят в Срединном и Валагинском хребтах (Щербаков, 1938, 1940), в Ганальском хребте (Харкевич, 1940а), в бассейне р. Авачи (Морозов, 1940), в более южных районах Камчатки (Соболев, 1940; Пийп, 1941а), на Северной Камчатке (Щербаков, 1941б) и на о. Карагинском (Харкевич, 1941). Изучением каменных строительных материалов в окрестностях г. Петропавловска занимался В. Я. Степанов (1936, 1946 гг.). В результате получен обширный материал о геологическом строении центральных районов Камчатки, позволивший уточнить состав древних толщ и магматических пород Камчатки, в том числе и молодых (неоинтрузии). Установленная перспективность указанных районов в отношении оруденения позволила А. Н. Заварицкому предположить возможность нахождения на Камчатке близповерхностных рудных месторождений типа Куромоно, широко распространенных в сходных геологических условиях Японии. На благоприятные перспективы рудоносности Камчатки указывал и Г. М. Власов после обобщения им сведений о рудопроявлениях полуострова. Г. М. Власов (1951 г.) сделал обоснованное предположение о простирании в центральной части Камчатского полуострова протяженной рудной зоны, названной им «неогеновой зоной вторичных кварцитов».

В результате геоморфологических исследований, проведенных сотрудниками АН СССР С. Л. Кушевым и Ю. А. Ливеровским (1938) в Центральной Камчатской депрессии, получены первые сведения о четвертичной истории этой депрессии и Камчатского полуострова в целом.

Вулканологами АН СССР А. Н. Заварицким, А. А. Былинкиной, В. И. Влодавцем, Г. С. Горшковым, И. З. Ивановым, В. С. Кулаковым, А. А. Меняйловым, Т. Ю. Марениной, С. И. Набоко, Б. И. Пийпом,

http://jurassic.ru/

В. Ф. Попковым, А. Е. Святловским, В. Д. Троицким и другими изучались современные вулканические проявления, описывались отдельные вулканы Камчатки.

Сведения о горячих минеральных источниках полуострова систематизированы Б. И. Пийпом (1937а). Д. К. Александровым сделано курортологическое обследование некоторых минеральных источников Камчатки. В 1935 г. по инициативе Ф. Ю. Левинсона-Лессинга в сел. Ключи была организована постоянная вулканологическая станция.

В 1946 г. значительная часть вулканов Камчатки была изучена и заснята с самолета группой вулканологов (А. Н. Заварицкий, А. Е. Святловский, Ю. С. Доброхотов и др.). Материалы аэрофотосъемки впоследствии использовал А. Е. Святловский в составленном им «Атласе вулканов СССР» (1959). Торфяной станцией АН СССР под руководством М. И. Нейштадта собран большой материал о торфяниках Западной Камчатки.

В 1940 г. Академией наук СССР совместно с сотрудниками ВНИГРИ составлена и издана (под редакцией А. Н. Заварицкого) геологическая карта Камчатки.

В обработке материалов, полученных геологами, проводившими на Камчатке полевые исследования, принимала участие большая группа специалистов — палеонтологов, палеоботаников, петрографов, химиков и др. (А. Н. Криштофович, И. П. Хоменко, И. Б. Палибин, В. В. Слодкевич, Л. В. Криштофович, А. П. Ильина, Н. А. Волошинова, Е. В. Ливеровская, А. Ф. Ефимова, Е. Гапонов, В. И. Бодылевский, Н. С. Воронец, И. Н. Кара-Мурза, М. М. Забелина, А. И. Пояркова, М. И. Борсук, Т. Н. Байковская, В. Н. Лодочников, В. В. Доминиковский, С. И. Наумова и др.). Во многих случаях они вносили существенные коррективы в полевые построения геологов, обосновывали эти построения и указывали узловые вопросы дальнейших исследований. Большой накопленный материал по геологии полуострова был обобщен в монографиях, изданных в 1955 г.

В итоге работ второго этапа геологического изучения Камчатки была создана стратиграфическая основа, составлены первые, относительно точные, обзорные геологические карты полуострова, выявлена его перспективность в отношении нефти, углей, рудных и нерудных ископаемых.

Третий этап геологического изучения Камчатки начался после создания на Камчатке постоянной геологической службы (1950 г.) и перехода к площадному геологическому картированию всей территории полуострова.

Геологическими съемками была охвачена южная часть Срединного хребта и Ганальский хребет, а также часть Валагинского хребта (Ярмолюк и др.). Помимо уточнения стратиграфии и выяснения основных черт тектоники и магматизма указанных хребтов, были открыты рудопроявления молибдена, золота, барита, слюды, талька и др. В Валагинском хребте обнаружены мощные слои до того времени на Камчатке не известных известняков.

В дальнейшем (1953—1954 гг.) геологические съемки проводились в северной части Камчатского полуострова и в юго-восточной части Корякского нагорья (В. А. Ярмолюк, В. Т. Дьяченко, Б. Т. Тишков, Ю. В. Макаров и др.). Важнейшим результатом этих работ явилось установление разлома, контролируемого цепью относительно крупных ультраосновных интрузивов и следующего вдоль юго-восточного склона Корякского нагорья.

В 1953—1954 гг. продолжались мелкомасштабные геологические съемки Срединного хребта. Работы в центральной части хребта

http://jurassic.ru/

(Ю. В. Макаров, Ю. В. Жегалов, В. М. Никольский, А. Ф. Марченко) показали значительно бо́льшую сложность геологического строения этого района (прежде на картах показывалось распространение лишь четвертичных базальтов и андезитов). Обнаружилось, что покровы четвертичных лав занимают здесь сравнительно небольшие площади, зато широко развиты мощные толщи третичных эффузивов, прорванных разнообразными по составу интрузивными породами.

С 1952 по 1959 т. площадь Камчатского полуострова изучалась следующими исследователями: А. В. Аксенович, А. Ф. Ващенко, К. Г. Волков, М. Б. Голубовский, Н. В. Губанов, Г. П. Гуков, Н. К. Захарова, Е. М. Изотова, Б. Н. Карасев, Н. Е. Калинникова, Ю. Н. Карпов, В. Г. Крымов, В. П. Мокроусов, Л. А. Наруцкий, А. В. Неелов, Ю. А. Новоселов, А. П. Профатилов, А. А. Сухарев, С. В. Сендек, В. А. Сидоровский, Б. В. Стырикович, Н. Е. Соловьев, О. Н. Толстихин, Л. И. Тихомиров, А. Г. Тимофеев, Э. Н. Эрлих, В. М. Чапышев и др.

С 1957 г. на Камчатке геологические съемки производятся в южной части Срединного хребта (М. И. Горяев, 1957—1960 гг.; М. М. Лебедев, 1958—1960 гг.: А. Ф. Марченко, 1957—1960 гг. и др.), позже — в пределах Южно-Быстринского хребта и юго-восточной части Камчатки (В. Н. Бондаренко, 1959—1961 гг.; С. Е. Апрелков, 1960—1961 гг.).

В Восточной Камчатке геологическими съемками покрывается Шипунский полуостров и площадь к северу от Богачевского нефтяного месторождения — бассейны рек Чажма, Сторож, Адриановка и др. (Б. В. Ковалев, 1959—1961 гг.). По р. Чажме сотрудником съемочной партии С. И. Федоровым был обнаружен второй на Камчатке (после Богачевского) естественный выход нефти.

Геологическими съемками охватывается площадь Западной Камчатки, где главной их задачей являются поиски нефтеносных структур (В. П. Вдовенко в 1953 г.; Н. Ф. Данилеско в 1959—1961 гг.; Е. П. Кленов в 1953—1958 гг.; П. А. Коваль в 1959—1961 гг.; К. М. Севостьянов в 1952—1955 гг.; Г. А. Фисенко в 1956—1957 гг. и др.). Съемками захватывается и южная часть Западно-Камчатской низменности (В. П. Вдовенко в 1957 г.; Л. П. Грязнов в 1956 и 1958 гг.). Более детально был изучен бассейн р. Озерной, чтобы дать геологическую основу для развертывающихся здесь геотермических исследований (С. Е. Апрелков в 1959 г.). Все эти работы значительно уточнили стратиграфический разрез третичных отложений Б. Ф. Дьякова. Вариант разреза, разработанный Е. П. Кленовым с учетом полученных материалов, содержит ряд новых положений, хотя и является спорным в некоторых своих частях.

Большие геологические исследования проводятся Пенжинской экспедицией Северо-Восточного геологического управления на севере Камчатского полуострова (С. И. Федотов в 1949—1953 гг.; А. Г. Погожев в 1950—1961 гг.; А. П. Шпетный в 1953—1954 гг.; Ю. Г. Егоров в 1956—1958 гг.; Г. И. Агальцов в 1957—1958 гг. и др.) и юго-западной части Корякского нагорья (И. Ф. Мороз в 1957—1958 гг.; А. М. Садреев в 1958 г.; З. А. Абдрахимов в 1959—1961 гг.; А. Ф. Михайлов, А. Д. Кочеткова, И. Е. Дворак и др.). Изучением четвертичных пород района Рекинникской губы и прилегающих территорий занимались А. П. Васьковский, В. Е. Терехова, С. И. Федотов, С. Л. Хайкина. Меловые отложения побережья Пенжинской губы изучали А. Ф. Михайлов и М. А. Пергамент.

В 1958—1959 гг. площадь Камчатского полуострова и часть прилегающих акваторий Охотского моря и Тихого океана были покрыты аэромагнитной съемкой (Л. А. Ривош, 1959—1960 гг.). В 1959—1960 гг.

http://jurassic.ru/

В. В. Кочегура (ВСЕГЕИ) проводил на Камчатке изучение палеомагнетизма молодых эффузивных пород.

С 1954 г. на Камчатке возобновились (правда, в значительно меньшем объеме, чем раньше) тематические исследования сотрудников ВНИГРИ (по Восточной Камчатке — И. Б. Плешаков, А. С. Архипченко, Д. С. Несвит, Г. Д. Берсон и др.; по Западной Камчатке — Н. М. Маркин, Л. В. Криштофович, Л. В. Демидович, К. Н. Миронов и др.). Исследования ВНИГРИ носили преимущественно стратиграфический характер.

Для выбора наиболее перспективных угленосных площадей Г. М. Власов и Г. С. Кравченко провели в 1960 г. беглые рекогносцировки на некоторых угольных месторождениях Западной Камчатки. В последующем более детальные работы продолжались на Тигильском, Крутогоровском и Корфском месторождениях.

Обнаруженные многочисленные признаки руд металлов изучались рядом исследователей (М. А. Сухарев, З. А. Кузнецова, В. В. Махов, 1957 г.; И. Н. Ильченко, А. И. Байков, 1958—1961 гг.; Л. И. Тихомиров и В. А. Сидоровский, 1957 г.; Ю. В. Жегалов, Л. И. Лапшина, Ю. А. Локацкий, 1956—1957 гг.; А. И. Копыцин, 1957—1959 гг.; Н. Ф. Данилеско, 1960 г. и др., С. З. Горбачев, 1958, 1960 гг.; А. И. Шиш, 1959—1960 гг.; Я. Ш. Геворкян, 1959—1960 гг.; З. И. Литовченко, Г. И. Новоселов, 1958—1959 гг.; А. Д. Зубко, 1960 г.).

Исследованием разнообразных минеральных строительных материалов занимались Д. Е. Саватеев (1952; 1954 гг.), Г. И. Бабушкин (1940—1941 гг.), Н. Т. Ольшевский (1940 г.), Б. А. Епанчинцев, Е. П. Медведев (1950 г.).

В обработке материалов, собранных в результате полевых исследований, принимали участие А. Ф. Ефимова, А. Д. Кочеткова, Л. В. Проживина, З. И. Горюнова, В. Н. Сарсадских, Л. Н. Пляшкевич, Н. П. Руднева, В. М. Гладикова, В. М. Вилесова, Л. И. Крымова и др.

Тематическими исследованиями Всесоюзного научно-исследовательского геологического института (ВСЕГЕИ) уточнена стратиграфия вулканогенных толщ Центральной Камчатки (В. К. Ротман, 1959—1961 гг.), установлены некоторые закономерности распространения гидротермально измененных пород и руд (Г. М. Власов и М. М. Василевский, 1957—1959 гг.).

Горячие минеральные источники Камчатки привлекли внимание исследователей благодаря возможности их использования как лечебного средства и для получения энергии. Значительная часть минеральных ключей была исследована в течение 1952—1953 гг. экспедицией Института курортологии, работавшей под руководством В. В. Иванова. Гидрогеологическим и гидрохимическим особенностям минеральных источников полуострова посвящены работы О. Н. Толстихина (1956, 1958) и др. В 1953 г. на реках Паужетке и Паратунке были начаты работы по выяснению энергетических возможностей гейзерных вод Южной Камчатки (Святловский, 1954; Пийп и др., 1959; Иванов, 1958а,б, 1960а; Аверьев, 1960 и др.).

Другими направлениями, по которым протекала работа вулканологов, являлись: исследование и описание отдельных вулканов и вулканических групп (Пийп, 1956; Меняйлов, 1955; Влодавец, 1939 в, 1940а, 1941, 1948, 1958б; Маренина, 1957 и др.), изучение вулканотектоники, сейсмики и геоморфологии вулканических областей (Святловский, 1954, 1955б, 1957б, 1958а; Токарев, 1959; Г. П. Горшков, 1949; Г. С. Горшков, 1956б); газо-гидротермальные процессы на вулканах и их продукты (Башарина, 1949, 1953а; Шаврова, 1955, 1958; Набоко, 1953в, 1954г, 1957 в,г, 1958а, 1960в); описание современных извержений

http://jurassic.ru/

вулканов и их результатов (Горшков, 1954е, 1957б; Богоявленская, 1957, 1960а); теоретические вопросы вулканологии (Горшков, 1958 г., 1959а, 1960б; Мархинин, 1957б, 1961; Меняйлов, 1947); геохимия вулканических процессов (Флоренский, 1958; Хитаров, 1958); полезные вулканические продукты (Власов, 1957, 1958 г., 1960б). В. И. Влодавцем и Б. И. Пийпом (1957 г.) составлен каталог действующих вулканов Камчатки, Г. С. Горшковым (1957а) — аналогичный каталог вулканов Курильских островов.

В 1956 г. на Камчатке начали тематические работы Геологический институт и Институт геологии, геохимии и минералогии рудных месторождений АН СССР (ГИН и ИГЕМ).

В 1957 г. в Петропавловске организована постоянная Камчатская комплексная экспедиция Сибирского отделения АН СССР, которая в 1960 г. была реорганизована в Камчатскую геолого-геофизическую обсерваторию. Сотрудниками обсерватории и центральных институтов АН СССР проводятся исследования по вулканологии и интрузивному магматизму (А. А. Важеевская, И. К. Волчанская, О. Н. Волынец, И. Т. Кирсанов, А. В. Колосков, А. С. Огородов, Н. В. Огородов, В. П. Полохов, М. А. Фаворская, М. В. Федоров, Д. И. Фри-Хар, Г. Б. Флеров, Н. Л. Шилин), геофизике (С. Т. Балеста, А. П. Горшков, Э. И. Гребзде, Б . С. Дымичев, М. И. Зубин, Э. А. Рындин, Г. С. Штейнберг, А. М. Чирков), стратиграфии меловых и кайнозойских отложений (Н. К. Архангельский, Г. Л. Авдейко, А. Р. Гептнер, Д. И. Деминская, О. Б. Дмитренко, В. П. Епишкин, В. Н. Куликова, Н. П. Куприна, Ю. П. Костин, В. В. Меннер, Е. М. Малаева, М. Я. Серова, С. И. Федоренко, Н. А. Храмов, А. Г. Цикунов), тектонике (Н. Г. Бродская, Б. А. Корженевский, П. Н. Кропоткин, В. С. Петров, А. А. Пронин, В. И. Тихонов, И. Ф. Флоренский, А. Г. Цикунов, А. Е. Шанцер), геоморфологии (О. А. Брайцева, Т. С. Краевая, Н. Н. Кожемяка, И. В. Мелекесцев, В. Н. Олюнин), геотермике (Е. А. Вакин, В. И. Кононов, Т. П. Кирсанова, Е. Н. Овчинникова, В. Г. Поляк). Большинство работ, осуществляемых перечисленными сотрудниками Академии наук, еще не закончено.

В 1949—1955 гг. Институт океанологии АН СССР на судне «Витязь» осуществил широкую программу исследований северо-западной части Тихого океана, Охотского и Берингова морей. Изучение донного рельефа позволило получить представление о геоморфологии дна океана и морей, омывающих Камчатку, охарактеризовать их современные осадки, высказать обоснованные суждения о тектоническом строении дна Охотского моря, о закономерностях распределения подводных вулканов, современных движениях берегов Камчатки и т. д. (Г. Б. Удинцев, П. Л. Безруков, Э. А. Остроумов, Л. А. Зенкевич, А. Т. Владимиров, В. И. Буданов, А. С. Ионин и др.).

Большой объем геофизических исследований у берегов Камчатки и Курильских островов был выполнен в 1957—1958 гг. в связи с Международным геофизическим годом. Особенно большой интерес представляют разрезы земной коры через Курильские острова и Охотское море, составленные глубинным сейсмическим зондированием с морских судов (Вейцман, Гальперин, Зверев и др., 1961а,б).

Полученные геологические материалы были обобщены на составленной Г. М. Власовым и В. А. Ярмолюком в 1959 г. и дополненной в 1962 г. геологической карте Камчатки. Первые тектонические схемы Камчатки составлены в 1944—1949 гг. Б. Ф. Дьяковым и М. Ф. Двали, а в 1951 г.— О. С. Вяловым. Составленная в 1959 г. Г. М. Власовым и В. А. Ярмолюком схема тектонических районов Камчатки положена в основу принятого в данном томе деления на тектонические районы. В 1959 г.

http://jurassic.ru/

В. И. Тихонов (1959, 1960б, 1961а; Н. В. Кондорская и В. И. Тихонов, 1960б) предложил новую тектоническую схему Южной и Центральной Камчатки.

Главнейшие итоги выполненных на Камчатке работ и задачи дальнейших исследований по отдельным вопросам сводятся вкратце к следующему. Работами многочисленного коллектива геологов выяснена в самых общих чертах стратиграфия древних толщ Срединного хребта. Начато изучение мезозойских пород Камчатки. Разработана стратиграфия третичных (особенно неогеновых) отложений Западной Камчатки; третичные разрезы Западной Камчатки сопоставлены с разрезами Сахалина, отчасти с европейской и североамериканской шкалами. Начато выяснение основных черт стратиграфии четвертичных отложений полуострова. Основными задачами дальнейших исследований в области стратиграфии являются:

1) уточнение взаимоотношений метаморфических толщ Срединного хребта и определение их возраста;

2) разработка стратиграфии мезозойских (верхнемеловых) отложений Камчатки на основании детального изучения литологии и палеонтологии разрезов мезозоя в различных районах;

3) дополнительное стратиграфическое расчленение палеогена Западной Камчатки;

4) тщательное изучение стратиграфии третичных толщ Восточной Камчатки, получение возможно более полной их палеонтологической характеристики, определение взаимоотношений с верхнемеловыми образованиями;

5) расчленение вулканогенных толщ Центральной Камчатки;

6) создание микропалеонтологической шкалы третичных отложений Камчатки;

7) решение вопроса о третично-четвертичной границе для равнинных областей полуострова;

8) разработка стратиграфии рыхлых четвертичных пород Камчатки.

В результате исследований древней дочетвертичной магматической деятельности среди древних пород Срединного хребта установлено наличие вулканогенных зеленокаменных толщ и разнообразных по составу интрузий. На Камчатке выделена Центрально-Камчатская вулканическая зона с большим числом неоинтрузивов. Начато изучение измененных пород, связанных с молодыми постмагматическими процессами. На Западной Камчатке открыто большое число мелких интрузивов щелочных пород. Следует отметить, что до настоящего времени существуют разноречивые суждения о положении в разрезе древних зеленокаменных толщ, об одновозрастности или разновозрастности древних интрузивов. Даже само существование древних, доверхнемеловых, интрузивов некоторыми исследователями ставится под сомнение. Главные задачи дальнейшего изучения магматических процессов:

1) уточнение числа зеленокаменных толщ в разрезе древних пород Срединного хребта и их взаимоотношений;

2) изучение петрографии, петрохимии и металлогенических особенностей древних интрузивов и их разделение по возрасту;

3) тщательное исследование неоинтрузивов Камчатки, выделение среди них главных интрузивных комплексов, изучение их петрографии, металлогенической специализации, структурного положения интрузивов;

4) продолжение изучения молодых послемагматических процессов в рудных зонах полуострова.

http://jurassic.ru/

При исследовании четвертичного и современного вулканизма собран огромный фактический материал о современных вулканах и вулканических процессах. Важнейшими задачами изучения молодого вулканизма Камчатки являются:

1) создание геохронологической шкалы четвертичного времени, развитие критериев определения возраста вулканических продуктов;

2) использование изотопов для определения глубинного или поверхностного происхождения различных составных вулканических продуктов;

3) развитие предупредительной (об извержениях) службы с широким применением геофизики;

4) изучение постмагматических процессов при решении отдельных вопросов рудообразования.

Тектонические особенности таких молодых складчатых областей, как Камчатка, представляют большой общенаучный интерес, так как их изучение позволит выяснить важные закономерности развития тектонических процессов, их связи с магматизмом, вопросы миграции тектонических процессов в пространстве, образование некоторых характерных формаций и т. д. С другой стороны, без правильного понимания тектонической структуры Камчатки невозможно успешное освоение минеральных ресурсов территории. В числе главных задач изучения тектоники Камчатки можно отметить следующие:

1) продолжение изучения строения земной коры на площади Камчатского полуострова, Курильских островов и прилегающих акваторий Тихого океана и Охотского моря;

2) уточнение границ, геологического строения и истории развития структурно-фациальных зон;

3) уточнение числа структурных ярусов в Восточной Камчатке и в некоторых районах Центральной и Западной Камчатки;

4) изучение глубинной структуры Западной Камчатской равнины и Центральной Камчатской депрессии;

5) выделение надвигов и расшифровка изоклинальных серий Восточной Камчатки;

6) определение возраста серпентинитовых поясов;

7) расшифровка тектоники морского дна и выяснение взаимоотношений океанических и материковых структур;

8) определение роли наложенных структур курильского направления;

9) изучение локальных нефтеносных и рудных структур:

10) уточнение карты сейсмического районирования Камчатки;

11) улучшение предупредительной противоцунамийной службы;

12) использование наблюдений на Камчатке для изучения особенностей геосинклинального осадконакопления, выяснения обстановок образования вулканогенных и некоторых вулканогенно-осадочных формаций;

13) установление связей между тектоническими процессами и вулканизмом.

http://jurassic.ru/

Глава вторая

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ И ЭКОНОМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

Полуостров Камчатка расположен между 50°52′—60°52′ с. ш. и 155°34′—164°00′ в. д. По своей форме в плане он напоминает, по образному выражению Н. В. Слюнина, «кремневый наконечник каменного века». Северной границей полуострова можно считать линию, проходящую от Рекинникской губы (западное побережье) на юг по р. Рекинники и далее по р. Анапке, впадающей в залив Уала на восточном побережье (рис. 2).

Полуостров вытянут в север-северо-восточном направлении на 1200 *км*. Северная оконечность Камчатки представляет собой узкий (около 100 *км*) перешеек, которым она присоединяется к материку. К югу полуостров постепенно расширяется, достигая максимальной ширины (470 *км*) на широте мыса Африки (56°10′), а затем вновь суживается, заканчиваясь острым мысом Лопаткой. От лежащего к югу о. Шумшу, принадлежащего к группе Курильских островов, полуостров отделяется Первым Курильским проливом шириной 12 *км* и глубиной от 20 до 40 *м*. В пределах указанных границ площадь Камчатки составляет около 270 тыс. *км*^{2}.

Административно п-ов Камчатка входит в состав Камчатской области РСФСР, северная его часть относится к Корякскому национальному округу.

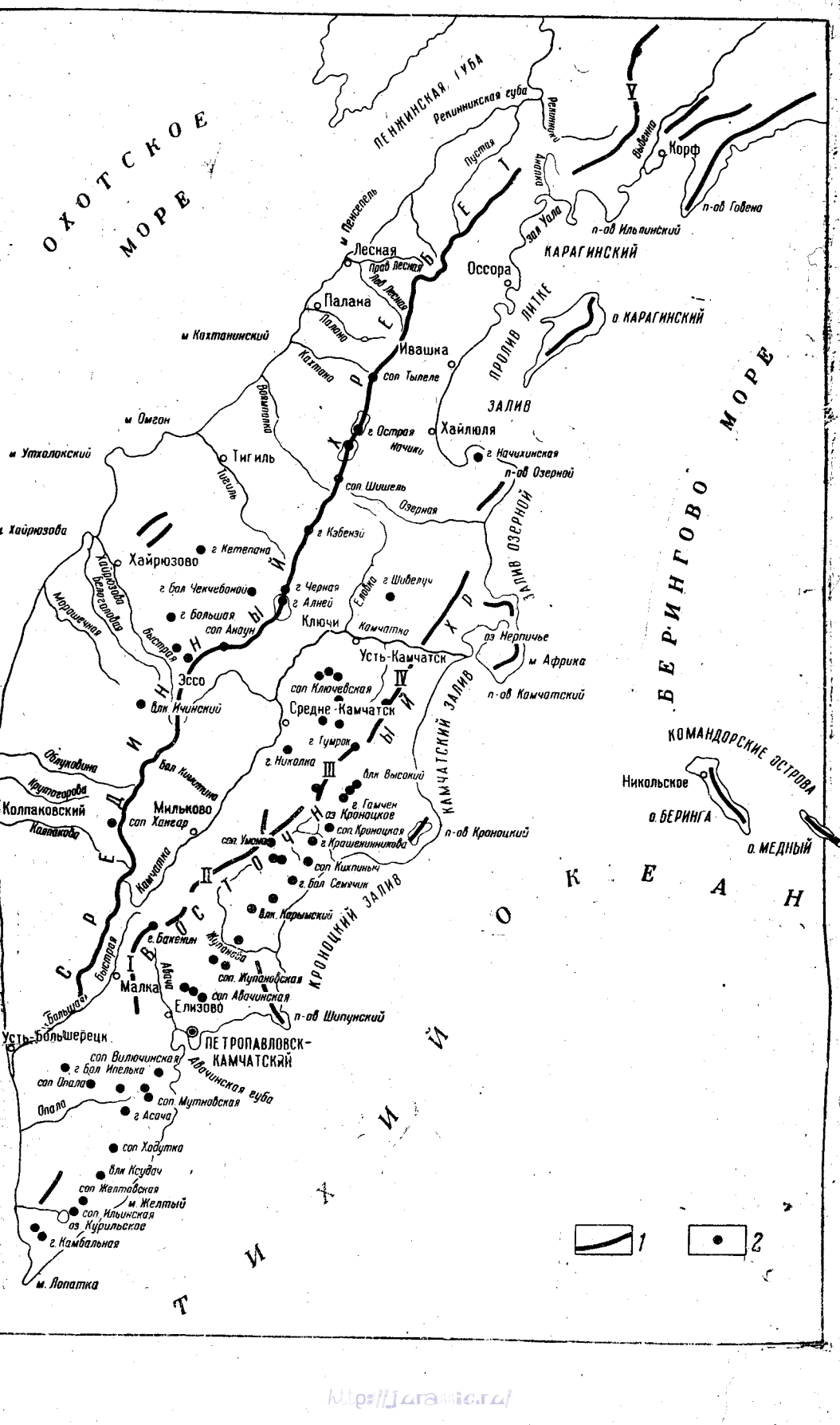
РЕЛЬЕФ

Полуостров омывается с запада Охотским морем, заканчивающимся на севере далеко вдающейся в материк Пенжинской губой, а с востока — Тихим океаном и Беринговым морем.

Линия западного берега Камчатки имеет вид плавной кривой, на фоне которой к северу от 57 параллели слабо выделяется ряд мысов: Утхолокский, Чемрыл, Ребро, Дальний, Пенсепель, Кинкильский, Пятибратский, Кахтанинский, Хайрюзова и др. Наиболее глубоко (около 20 *км*) выступает в море мыс Утхолокский, образуя совместно с мысом Омгон открытую бухту Квачину. В самой северной части охотского побережья Камчатки расположена глубоко врезанная в сушу Рекинникская губа, а в южной — залив Камбальный. Берег северной половины западного побережья Камчатки (от Рекинникской губы на севере до мыса Хайрюзова на юге) преимущественно обрывистый и скалистый. Южная половина побережья, за исключением небольшого участка (от р. Озерной до мыса Камбального), имеет в основном низменный берег.

Береговая линия восточного побережья сильноизвилистая, с многочисленными полуостровами и заливами. На широте 52°51′ расположен вход в обширную Авачинскую губу, имеющую округлую форму и поперечник около 24 *км*. К северо-востоку от Авачинской губы находятся крупные полуострова — Шипунский, Кроноцкий, Камчатского Мыса, Озерно́й, выступающие в океан или море на 33—65 *км*. Между полуостровами размещаются обширные заливы: Кроноцкий, Камчатский,

http://jurassic.ru/



http://jurassic.ru/

Озерной и Карагинский. Ширина их между входными частями мысов от 115 до 278 *км*, а вдаются они в сушу на 33—130 *км*. К юго-западу от Авачинской губы имеется только несколько небольших бухт-фиордов: Вилючинская, Лиственичная, Асача и др.

Восточный берег в основном возвышенный, часто обрывистый, с небольшими низменностями, приуроченными к устьям рек. Выступающие от полуостровов в море многочисленные мысы (Козлова, Африка, Сивучий и др.) окружены подводными рифами и причудливыми скалами — кекурами. Лишь местами имеется пляж.

Интересно отметить, что у берегов Камчатки на глубине 202—366 *м* обнаружено до 80 древних береговых валов, высота которых в среднем до 6 *м*, ширина 300—400 *м*.

Островов у побережья Камчатки немного. Наиболее крупным из них является о. Карагинский. Он имеет в длину 113 *км*, при максимальной ширине (между мысами Семенова и Низким) 60 *км*. Площадь острова свыше 2500 *км*^{2}. От Камчатки остров отделен проливом Литке, ширина которого от 30 до 74 *км*, глубина от 30 до 60 *м*. В 185 *км* на восток-юго-восток от п-ова Камчатского Мыса расположена группа гористых Командорских островов. Максимальная глубина Тихого океана между ними и Камчаткой достигает 5698 *м*. Вдоль восточного побережья можно отметить еще небольшие скалистые островки: Старичков, Крашенинникова, Моржовый, Манджур, Шилка, Верхотурова. У центральной части западного побережья размещается о. Птичий, у северной — острова Конус, Зубчатый и Ровный.

В целом Камчатка—типичная горная страна (рис. 3). Поверхность ее отличается сложным строением. Наряду с заснеженными хребтами и вулканическими плато с «насаженными» на них величественными вулканами, покрытыми ледниками, здесь имеются широкие межгорные впадины, предгорные холмисто-увалистые равнины и приморские низменности.

Наиболее крупные формы рельефа Камчатского полуострова связаны с проявлением эндогенных факторов (тектоника, вулканизм). Речная эрозия, ледниковая экзарация и морская абразия в значительной степени расчленили всю поверхность полуострова.

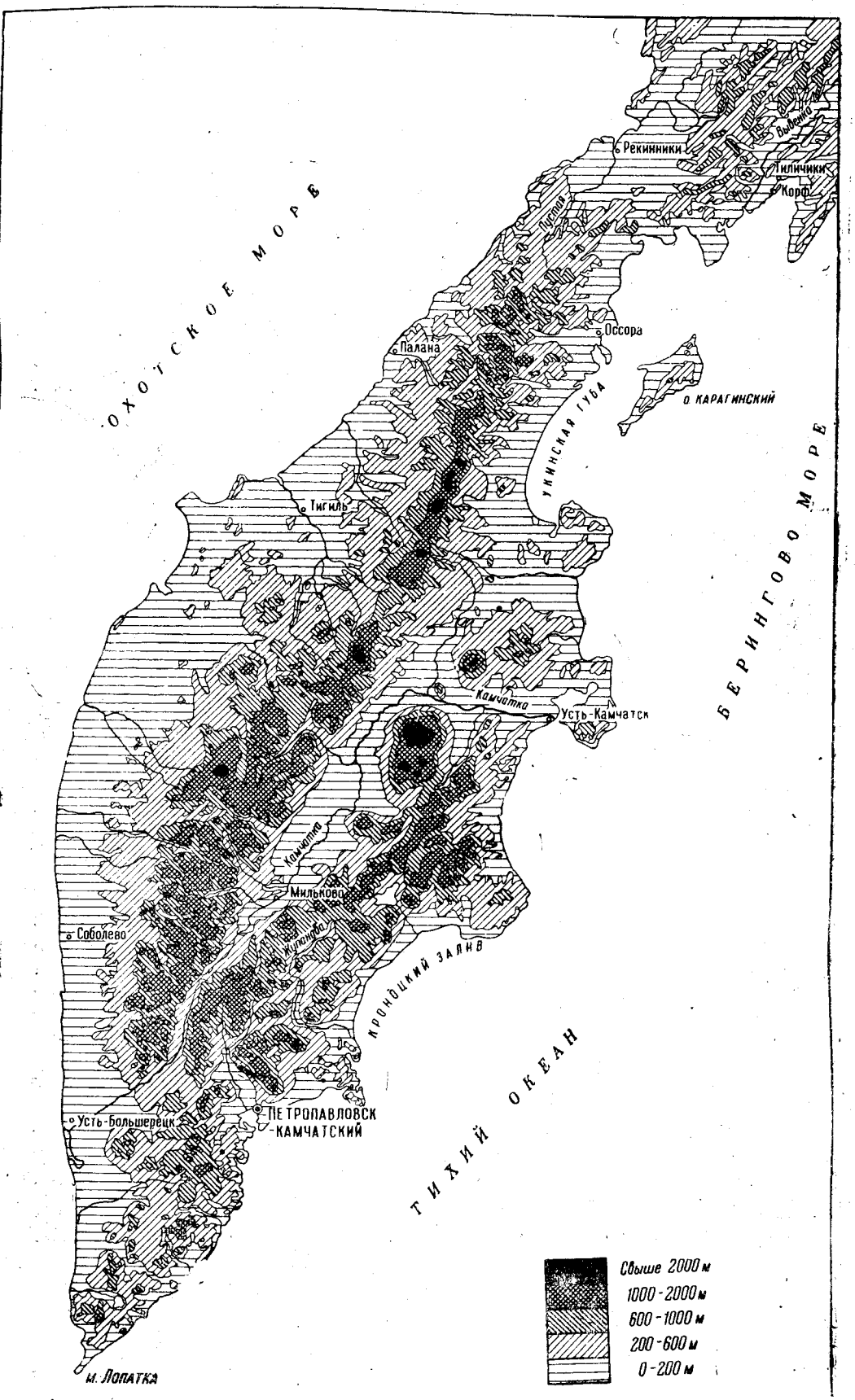
Характерно, что основные элементы рельефа Камчатки протягиваются вдоль ее оси в север-северо-восточном направлении, что облегчает географическое районирование полуострова. На его территории можно выделить следующие орографические районы: I — Западная Камчатская равнина, II — Срединный Хребет, III — Центральная Камчатская низменность, IV — Восточный хребет, V — Восточный вулканический район, VI — Восточный приморский район, VII — Южная часть Парапольского дола (Рекинникский дол). В некоторых из этих районов отчетливо выделяются подрайоны.

Срединный хребет. Хребет вытянут вдоль полуострова на расстоянии до 900 *км*, от р. Большой на юге до Парапольского дола на севере, где он отделяется узкой низменной полосой от Корякского нагорья. Срединный хребет представляет собой сложную сильно расчлененную горную систему, состоящую из отдельных хребтов, вершин, горных массивов, вулканических плато, иногда протягивающихся на значительное расстояние от главного водораздела. Ширина хребта в среднем составляет около 100 *км*. Западный его склон значительно более пологий и широкий, чем восточный.

Рис. 2. Схема орогидрографии полуострова Камчатки

I — водораздельные линии хребтов: *I* — Ганальский хребет; *II* — Валагинский хребет, *III* — хребет Тумрок, *IV* — хребет Кумроч, *V* — Корякское нагорье, *2* — основные действующие и потухшие вулканы высотой более 1000 *м*

http://jurassic.ru/



http://jurassic.ru/

По морфологическим особенностям Срединный хребет делится на две части — южную и северную, граница между которыми проходит по широте рек Ичи и Большой Кимитиной (55°20′).

В южной части абсолютные высоты хребта достигают 1500—2000 *м*. Наибольшую высоту (2100 *м*) имеет разрушенный вулкан Хангар с озером в кратере. Возвышенности, составляющие хребет, как пирамидальной, так и овальной формы, местами обособляются в отдельные горные гряды (Малкинские горы). Склоны их крутые (30—40°), часто обрывистые, с карами, прикрытые у подножия обширными глыбовыми осыпями (рис. 4). Хребет рассечен поперечными, реже продольными долинами рек и ручьев, имеющими чаще V-образную форму и врезанными на глубину до 500—800 *м*.

Северная часть Срединного хребта представляет собой сложно построенное вулканическое сооружение. В расширенном (до 150—170 *км*) участке хребта, между долинами рек Ичи и Тигиля, рельеф усложнен системой мелких сильно расчлененных хребтов, вытянутых параллельно или под некоторым углом к главной оси хребта (хребты Козыревский, Делякан, Панкован, горы Тынуа, Большой Паялпан). Протяженность их 25—50 *км*, высота 1200—1900 *м*. Почти на границе северной и южной частей Срединного хребта расположен единственный действующий в его пределах вулкан — Ичинский высотой 3970 *м* (рис. 5).

Севернее 56° с. ш. водораздел переходит в почти ровную поверхность с абсолютными высотами 900—1100 *м*. На западном склоне хребта располагаются отдельные вулканические возвышенности (сопка Анаун 1828 *м*, гора Чингейнгейн 1922 *м* и др.), а на восточном — хребты Быстринский и Крюки. Примерно на широте 57° и несколько южнее к Срединному хребту с запада причленяются цепи сильно разрушенных вулканов высотой около 1300—1500 *м* (хребты Большой и Малый Чекчебонай, Кетепана и др.).

От горы Алней к северу, почти до р. Паланы, на протяжении около 250 *км* вдоль водораздела размещается ряд вулканов (Алней — 2581 *м*, гора Черная — 1774 *м*, Кэбенэй — 1529 *м*, Шишель — 2531 *м*, Хувхойтун — 2619 *м*, Острый — 2549 *м*, гора Тылеле — 2253 *м* и др.), которые сливаются своими основаниями, образуя типичный вулканический хребет. С запада и востока к основаниям вулканов примыкают расчлененные платообразные поверхности с высотами 700—1100 *м*.

К северу от р. Паланы склоны Срединного хребта обрываются у берега Охотского моря. У Берингова моря хребет сильно расчленен на различно ориентированные мелкие горные цепи (хребет Кыррагоунэйтунуп, горы Тутхлитунуп, хребет Кавкалтыктан и др.) и окаймляется широкой предгорной зоной с высотами 500—700 *м*. Здесь, как ни в одном другом месте полуострова, хорошо выражены широкие (до 5—7 *км*), с крутыми бортами троговые долины крупных рек, врезанные на глубину до 700—900 *м*. Их короткие боковые притоки прокладывают себе путь в V-образных долинах или каньонах с водопадами. Заканчивается Срединный хребет несколько севернее 60° с. ш. Расположенные за реками Рекинники и Анапкой горные цепи, состоящие из куполовидных возвышенностей с кое-где выступающими скалистыми грядами, имеющими высоты 800—1100 *м*, принадлежат уже Корякскому нагорью. Срединный хребет весьма труднодоступен. Немногочисленные перевалы расположены в большинстве случаев на высотах от 600 до 1000 *м*, а некоторые из них имеют абсолютные отметки около 1500 *м*. Наиболее удобно можно пересечь хребет по долинам следующих рек: Немтик — Пымта, Андриановка — Крутогорова, Большая Кимитина — Ича,

Рис. 3. Гипсометрическая схема Камчатки

http://jurassic.ru/

Кирганик — Облуковина, Рассошина (приток р. Еловки) — Седанка, Эмиваям (Панкара) — Палана, Карага — Правая Лесная.

Восточный хребет. К востоку от Срединного хребта вдоль полуострова протягивается Центральная Камчатская низменность, за

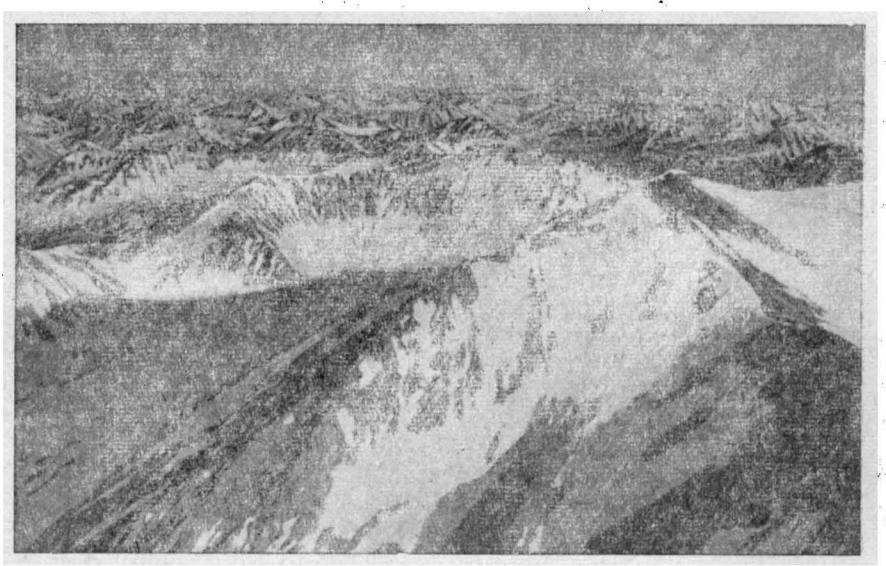


Рис. 4. Срединный хребет в июле; в центре — ледниковый цирк. Фото Ю. М. Киршина

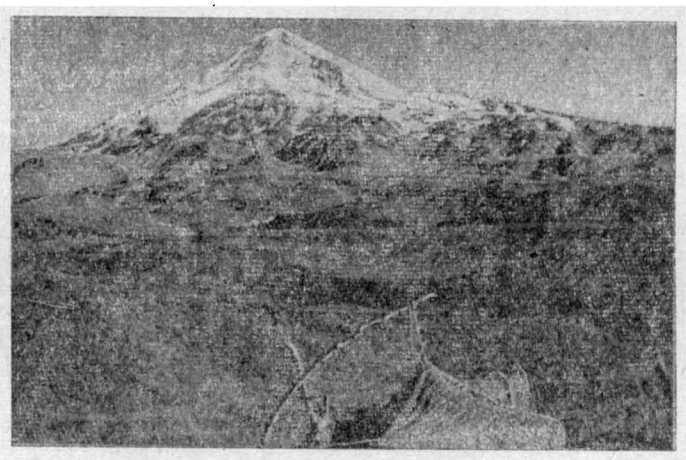


Рис. 5. Вулкан Ичинский, вид с востока. Фото В. А. Ярмолюка

которой располагается еще одно горное сооружение Камчатки, известное под названием Восточного хребта. Последний состоит из нескольких хребтов, кулисообразно следующих друг за другом в северо-восточном направлении. Общая их протяженность (от оз. Начикинского на юге до р. Озерной на севере) около 600 *км* при ширине 30—50 *км*. Средняя высота хребта 1200—1500 *м*.

Южным звеном Восточного хребта является Ганальский хребет, часть которого, имеющая северо-западное направление, в свою оче-

http://jurassic.ru/

редь обособляется в Южно-Быстринский хребет. Ганальский хребет вытянут почти меридионально на расстояние до 100 *км*; ширина его 15—30 *км*. Для хребта характерен высокогорный облик с труднодоступными зубчатыми гребнями и вершинами. Высоты последних достигают 2059 *м* (гора Юрчик). Склоны хребта, изъеденные карами, круто опускаются к долинам рек Быстрой и Авачи. Западный склон расчленен долинами мелких рек и ручьев, имеющих длину 8—12 *км*. Они протекают в каньонах и изобилуют водопадами.

К северу от 54° с. ш. (от верховьев р. Авачи) начинается Валагинский хребет, который протягивается на 170 *км* до р. Щапиной. Ширина

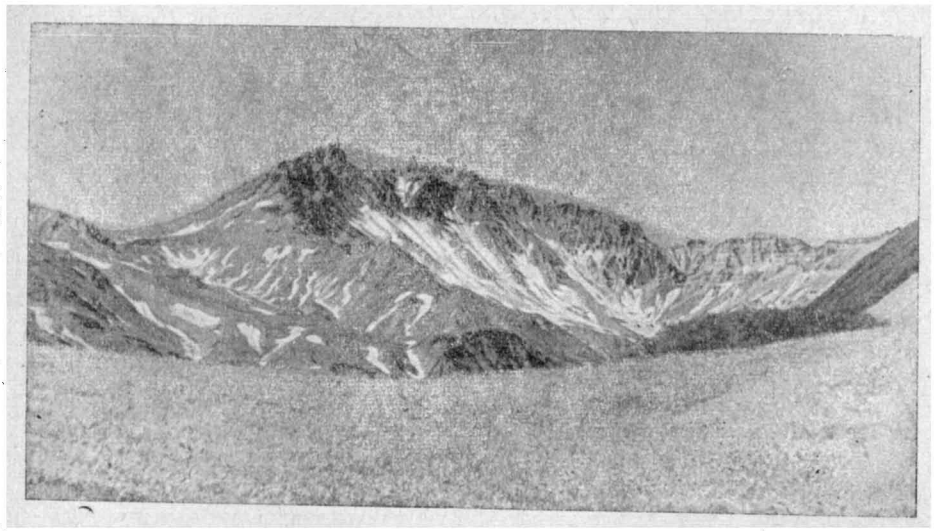


Рис. 6. Вулкан Шиш. Фото М. И. Савельева

его от 10 до 35 *км*. Абсолютные отметки вершин варьируют от 1200 до 2000 *м*. Относительные превышения достигают 600—1000 *м*. Перевальные участки расположены на высоте 775—1200 *м*. Западный склон хребта круто обрывается к долине р. Камчатки. С востока к хребту примыкает высокое лавовое плато. Склоны хребта глубоко расчленены многочисленными долинами рек и ручьев.

Северо-восточнее вулкана Кизимена (2375 *м*) до р. Андриановки, на расстоянии 50—60 *км*, простирается хребет Тумрок. Ширина его около 20 *км*. Хребет Тумрок представляет собой участок вулканического нагорья, зажатого между продольными долинами рек Левой Щапины и Сторожа. Абсолютные отметки вершин хребта достигают 2000 *м*. В его пределах отмечается большое количество крутых скалистых обрывов с причудливыми очертаниями, напоминающими стены древних замков.

К северу от р. Андриановки на расстоянии 270 *км* прослеживается четкая горная цепь — хребет Кумроч. Северо-западный склон хребта круто обрывается к р. Большой Хапице. Широкий восточный склон, высотой от 200 до 800—900 *м*, осложнен поперечными и продольными долинами мелких рек. Склоны хребта местами вплотную подступают к берегу Камчатского залива, опускаясь обрывами высотой 80—150 *м*. На оси хребта расположены руины древнего вулкана — гора Шиш высотой 2412 *м* (рис. 6). К северо-востоку от него водораздельные высоты постепенно уменьшаются до 1200—1100 *м*, а за р. Камчаткой, протекающей здесь в узком ущелье, до 500—600 *м*. Заканчивается хребет

http://jurassic.ru/

Кумроч несколько обособленным горным массивом овальных очертаний с максимальными высотами 1466 (гора Скалистая) и 1491 *м* (гора Лучек).

Как бы орографическим продолжением Восточного хребта являются горные хребты п-ова Озерного, о. Карагинского, п-ова Говена. В центральной части Карагинского острова протягивается хребет Западный.

Перевальных долин в пределах Восточного хребта мало.

Восточный вулканический район. Район простирается широкой (до 80 *км*) полосой вдоль восточного побережья Камчатки от

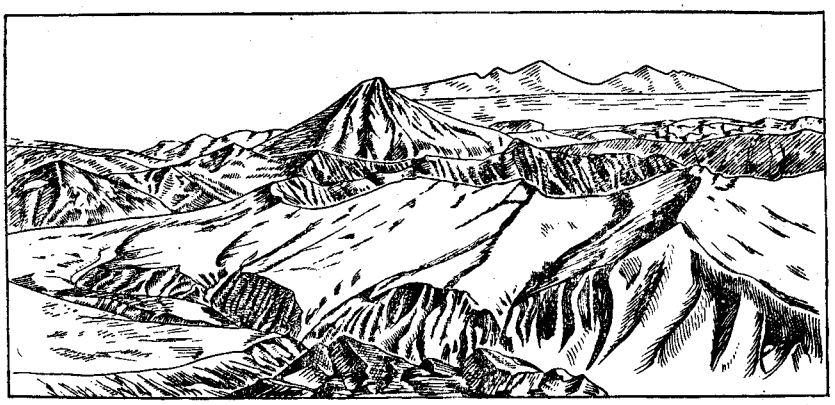


Рис. 7. Вулканическое нагорье Южной Камчатки, вдали вулкан Вилючинский. Рис. С. Е. Апрелкова

мыса Лопатки до вулкана Шивелуча, на протяжении около 600 *км*. Это наиболее достопримечательная и своеобразная территория полуострова, являющаяся естественным продолжением современной вулканической зоны Курильской гряды. Морфология района полностью определяется четвертичным вулканизмом. Многочисленные вулканы в виде куполообразных холмов, хребтообразных массивов, усеченных или идеально правильных конусов, кальдер, иногда заполненных озерами, расположены группами или в одиночку на поверхности возвышенных плато, называемых местными жителями «долами». Плато расчленены то широкими и хорошо разработанными долинами рек, то узкими каньонообразными ущельями. Наибольшей эрозии подверглись краевые части плато вблизи морского берега. Абсолютные высоты плато изменяются в пределах от 400—500 до 800—1100 *м*. Всего в районе насчитывается свыше 80 вулканов, из которых 28 являются действующими.

Южная часть района, до широты Петропавловска-Камчатского, представляет собой вулканическое нагорье. Высота наиболее крупных вулканов над общей поверхностью плато достигает 1200—1800 *м* (рис. 7). Всего здесь отмечается восемь действующих вулканов, к которым относятся сопки Ильинская (1578 *м*), Желтовская (1593 *м*), Мутновская (2324 *м*), Вилючинская (2175 *м*) и др.

На широте г. Петропавловска-Камчатского вулканический рельеф прерывается впадиной долины р. Авачи шириной около 10 *км*, простирающейся в северо-западном направлении. В ее пределах развит плоско-холмистый рельеф. К северу от впадины, до оз. Кроноцкого, расположена средняя часть Восточного вулканического района. В ее рельефе еще более отчетливо выделяются возвышенные (от 1200—1500 *м* в центральной части нагорья до 600—400 *м* у береговых равнин) плато

http://jurassic.ru/

с поднимающимися над ними вулканами, относительные высоты которых составляют 800—2500 *м*. Поверхность плато имеет наклон в сторону Тихого океана и густо расчленена долинами рек и ручьев, врезанных на глубину от 100 до 400 *м*.

Севернее Авачинской бухты проходят две параллельные цепи вулканов северо-западного простирания: одна (рис. 8), включающая сопки Авачинскую (2751 *м*) и Корякскую (3465 *м*), другая — с сопкой Жупановской (2958 *м*). Несколько севернее находится вулкан Узон, представляющий собой кальдеру размером 12×10 *км*, высшая точка которой (Бараний пик) находится на высоте 1617 *м* над уровнем моря. На дне кальдеры расположены фумаролы и грязевые вулканчики.

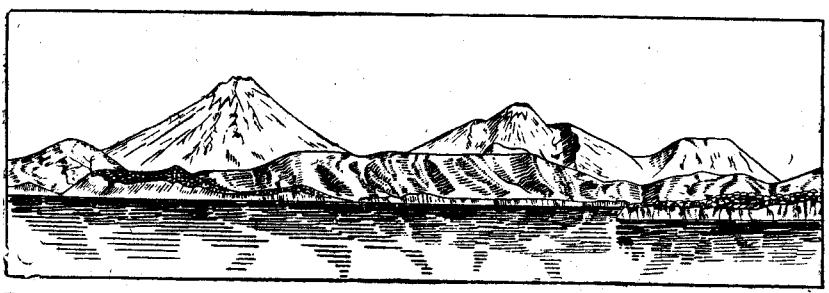


Рис. 8. Ряд вулканов (слева): Корякский — Авача—Козельская сопка. Зарисовка С. Е. Апрелкова

Сопка Узон, совместно с сопками Тауншиц (2353 *м*) и Кихпиныч (1554 *м*), образует еще один поперечный ряд вулканов.

Далее к северу область вулканов пересекает Восточный хребет и переходит в Центральную Камчатскую низменность, где меняет направление с северо-восточного на меридиональное. Здесь располагается крупнейшее вулканическое сооружение — Ключевская группа вулканов, включающая наиболее высокий действующий вулкан Евразии — Ключевской (4850 *м*), вулкан Безымянный (3085 *м*) [1], извергавшийся в 1955—1956 гг., а до этого считавшийся потухшим, вулкан Острый Толбачик (3680 *м*) и др. Из двенадцати вулканов Ключевской группы три являются действующими.

К северу от вулкана Ключевского, за р. Камчаткой, размещается двугорбый массив действующего вулкана Шивелуча (3335 *м*).

Восточный приморский район. Под этим названием понимается узкая (от 20 до 70 *км*) полоса вдоль берегов Тихого океана и Берингова моря.

Узкая, шириной до 10—20 *км*, цепь сильно расчлененных гор, высотой от 500 до 1000—1134 *м*, начинается на юге полуострова от мыса Желтого и протягивается на север до Авачинской губы. Эти горы высокими и скалистыми обрывами опускаются к океану, окаймляя глубокие заливы — фиорды.

Вдоль п-ова Шипунского в северо-западном направлении проходит горная гряда, средние высоты которой составляют 600—700 *м*, максимальная 935 *м*. Вершины гор сглажены, но склоны их крутые.

Поверхность п-ова Кроноцкого представляет собой сильно расчлененный горный массив, скалистые склоны которого круто обрываются к океану. Средние высоты массива не превышают 600—800 *м*. Лишь в центральной части расположена группа гор с высотами 1200—1300 *м* (гора Отдельная 1327 *м*).

[1] После извержений 1955—1956 гг. высота вулкана уменьшилась на 150—200 *м*.

http://jurassic.ru/

Полуостров Камчатского Мыса обладает сложным рельефом. Восточная часть его гористая, с абсолютными отметками вершин от 550—759 *м* (Столбовской хребет) до 1100—1239 *м* (хребет Камчатского Мыса), западная — низменная, занятая крупными озерами — Нерпичьим, Култучным и Столбовым.

Самым северным из крупных полуостровов Камчатки является Озерной. Вдоль его восточного побережья простирается горная гряда с отметками вершин до 500—800 *м*. В северной части полуострова расположен вулканический массив — гора Начикинская (1211 *м*), сильно разрушенный ледниками, с острыми гребнями на склонах и скалистой вершиной.

В промежутках между описанными горными массивами Восточного приморского района размещаются обычно заболоченные низменности. Большинство низменностей только недавно вышло из-под уровня моря. По направлению к западу они либо постепенно, через холмистый рельеф с высотами 100—150 *м* (иногда через предгорную зону высотой до 500—600 *м*), либо резко переходят в возвышенные плато и склоны вулканов Восточного вулканического района или в сильно расчлененный хребет Кумроч.

Севернее устья р. Уки вдоль побережья пролива Литке неширокой (до 15—20 *км*) полосой на протяжении около 250 *км* вытянута приморская равнина с моренным холмистым рельефом, которая к западу переходит в предгорья Срединного хребта.

Западная Камчатская равнина расположена вдоль берега Охотского моря. По характеру поверхности она может быть разделена на две части: южную и северную.

Южная часть равнины простирается на расстоянии около 400 *км* от р. Первой Явинской на юге до р. Крутогоровой на севере. Вблизи моря она имеет плоскую поверхность и покрыта болотами с большим количеством мелких озер. Такие пространства называются местными жителями «мокрыми тундрами». Редко однообразие равнины оживляется отдельными вершинами вулканического происхождения (гора Малая Ипелька высотой 459 *м* и др.). Далее к востоку идет полоса холмисто-увалистых предгорий Срединного хребта с отметками до 200—500 *м*, переходящих затем довольно резко в его склоны. Общая ширина Западной Камчатской равнины здесь составляет около 40—50 *км*.

Северная часть Западной Камчатской равнины вытянута от р. Крутогоровой до р. Паланы. Ее протяженность около 530 *км*. Поверхность здесь холмисто-увалистая с высотами от 50 до 200—300 *м*. Долины крупных рек обычно очень широкие (до 10—12 *км* и более), хорошо разработанные, с террасами. Среди равнины, кроме того, четко вырисовываются отдельно расположенные гряды и небольшие хребты, возвышающиеся от 200 до 400 *м*, местами даже до 900 *м* над уровнем моря. Все эти разобщенные горные массивы являются, вероятно, непосредственным продолжением южной части Срединного хребта.

В различных местах северной части Западной Камчатской равнины встречается значительное количество небольших одиночных куполообразных сопок, представляющих собой экструзивы (горы Юмогынатоноп — 503 *м*, Морошечная — 434 *м*, Белоголовая — 255 *м*, Круглая — 351 *м* и др.).

Центральная Камчатская низменность. Эта хорошо орографически выраженная равнинная площадь, типа межгорной впадины, вытянута в север-северо-восточном направлении, вдоль длинной оси полуострова, на расстоянии около 530 *км*. С запада она ограничена Срединным хребтом, а с востока — Восточным хребтом.

http://jurassic.ru/

Низменность начинается на широте южной оконечности Срединного хребта. Ширина низменности на протяжении первой сотни километров колеблется от 0,5—2,0 до 8 *км*, достигая у с. Средне-Камчатска 60 *км*. В ней проложили свои русла реки Плотникова и Быстрая. Абсолютные отметки низменности здесь около 200 *м*. Далее к северу расположен плоский водораздел между реками Быстрой и Камчаткой, называемый Ганальской тундрой.

Поверхность низменности представляет собой плоские увалы («яры») с абсолютной высотой от 40—50 до 100—200 *м*. Наибольшей высоты (550 *м*) достигает так называемый Ганальский Яр (гора Генералка) на правом берегу р. Камчатки, между селами Киргаником и Долиновкой. Склоны увалов расчленены временными водотоками, имеющими ущельеобразные долины. На поверхности увалов местами развиваются своеобразные формы микрорельефа, представленные бессточными западинками и воронкообразными углублениями, имеющими в отдельных случаях термокарстовое происхождение.

С востока к низменности подступает массив Ключевской группы вулканов, лавовые потоки которых заходят в ее пределы и достигают у с. Козыревска р. Камчатки. У подножия вулканов развиты моренный рельеф и обширные аллювиально-пролювиальные конусы выносов. Низменность здесь суживается и напротив сопки Ключевской имеет ширину всего 15 *км*.

Далее к север-северо-востоку Центральная Камчатская низменность продолжается по долине левого притока р. Камчатки — р. Еловки. Ширина низменности здесь около 20—30 *км*. Севернее р. Озерной Центральная Камчатская низменность сочленяется с приморской низменностью восточного побережья полуострова. Продолжением ее является пролив Литке с низменным участком северо-западного побережья о. Карагинского, залив Корфа и далее долина р. Вывенки.

Рекинникский дол. Этот район расположен в месте сочленения полуострова с материком. Он представляет собой небольшой участок заболоченной равнины, абсолютные отметки которой достигают 50—90 *м*, с множеством мелких термокарстовых озер. Площадь дола в пределах полуострова около 1500 *км*^{2}. По его поверхности протекают реки Рекинники и Пустая, имеющие широкие (до 2—4 *км*) террасированные долины.

Парапольский дол в виде узкой впадины протягивается между Пенжинским хребтом и Корякским нагорьем на северо-восток за пределы полуострова, до верховьев р. Майн.

ГИДРОГРАФИЯ[1]

Моря. Геологическое строение дна окружающих Камчатку морей тесно связано с геологией территории полуострова. Они оказывают большое влияние на климат Камчатки, а следовательно, и на всю ее природу.

Охотское море омывает западные берега полуострова. Общая его площадь 1 589 843 *км*^{2}, средняя глубина 859 *м*, максимальная глубина 3963 *м*. От Тихого океана Охотское море отделено Курильской островной грядой.

Дно северной части Охотского моря представляет собой слабо наклонную равнину — шельф азиатского материка. К востоку от о. Сахалина и к западу от Камчатки, в северной части Охотского моря протя-

[1] В данном разделе использованы материалы М. Г. Васьковского (1957 г.) и Е. Л. Любимовой (1961).

http://jurassic.ru/

гиваются две впадины — Дерюгина (1780 *м*) и ТИНРО (993 *м*). Третья, наиболее глубокая, Южно-Охотская впадина, с глубинами более 3000 *м*, вытянута вдоль цепи Курильских островов. В центральной части Охотского моря экспедицией Института океанологии АН СССР на судне «Витязь» открыты две возвышенности — Института океанологии и Академии наук, имеющие сложные очертания в плане и довольно расчлененный рельеф. Устойчивый ледовый покров в заливах северной части Охотского моря образуется в конце октября — начале ноября. Плавающие льды здесь иногда сохраняются до июля и даже до августа.

Берингово море, омывающее восточные берега Камчатки и отделенное от Тихого океана грядой Алеутских островов, самое большое и глубокое из окраинных морей Советского Союза. Площадь его равна 2 304 000 *км*², средняя глубина 1600 *м*, наибольшая глубина 4773 *м*. На севере оно соединяется с Северным Ледовитым океаном узким Беринговым проливом, на юге — с Тихим океаном через многочисленные проливы глубиной до 4420 *м*.

Береговая линия Берингова моря более изрезана, чем Охотского. Северная часть моря занята мелководьем и, вероятно, представляет собой затопленную окраину азиатского материка. Резким уступом мелководная часть Берингова моря переходит в глубоководную южную, которая разделяется Олюторским подводным хребтом на две котловины: западную (с глубинами до 3957 *м*) и Центральную с максимальными для всего моря глубинами (более 4500 *м*). Очень сложный рельеф дна Берингова моря во многом связан с геологической структурой Камчатки.

Для Берингова моря также характерна циркуляция воды против часовой стрелки. Вертикальное распределение температуры воды в Беринговом море более сложное, чем в Охотском. Ниже слоя теплых тихоокеанских вод здесь находится вода с температурой до 1—1,5°. Северная часть Берингова моря покрыта льдом в течение 8—9 месяцев в году; на юге, у Алеутских островов, лед не образуется даже в наиболее холодные зимы. Кромка плавающего льда в открытом море обычно доходит до 60-й параллели.

Юго-восточные берега Камчатки омываются водами Тихого океана. Дно океана расчленено подводными долинами и каньонами и осложнено террасовыми уступами на глубинах до 7000 *м*. Вдоль Южной Камчатки и Курильских островов протягивается Курильская океаническая впадина с максимальной глубиной в 10 382 *м*. Вдоль нее со стороны Тихого океана протягивается цепь поднятий с подводными вулканами, далее простирается ложе Тихого океана со сложным рельефом, обусловленным, по-видимому, тектоническими нарушениями.

В северо-западной части Тихого океана встречаются холодное Курильское течение (Ойясио) и теплое течение Куросио, что способствует туманообразованию. На стыке холодного и теплого течений создаются благоприятные условия для развития планктона, с чем связано исключительное богатство и разнообразие органического мира этого района. Льды в этой части океана не образуются и только местами на короткое время возникают береговые припаи.

Реки. На Камчатке насчитывается около 14 000 рек и ручьев, из которых подавляющее большинство имеет длину до 10 *км* и только 45 рек — свыше 100 *км*. Средняя густота речной сети составляет 0,47 *км*/*км*².

Наиболее крупной водной артерией полуострова является р. Камчатка. Длина ее 771 *км*, площадь водосбора 55 700 *км*², средний уклон 1,5°. Истоки реки берут начало в Срединном (р. Озерная Камчатка) и Восточном (р. Правая Камчатка) хребтах. Сливаясь в пре-

http://jurassic.ru/

делах Ганальской тундры, они и дают начало собственно р. Камчатке. Ширина ее в районе слияния достигает 20—30 *м* при глубине до 1—1,3 *м*. На протяжении первых 80—100 *км* река имеет горный характер. Начиная, примерно, от с. Верхне-Камчатска она постепенно расширяется, сильно меандрирует, дробится на ряд рукавов, изобилует островами и старицами. Ниже с. Средне-Камчатска ширина основного русла достигает 200 *м*, местами 300—500 *м*, а глубина 2,5—6,5 *м* при скорости течения 1,0—1,5 *м/сек*. Средние за много лет расходы р. Камчатки составляют от 25,5 $м^3/сек$ в верхнем течении (с. Пущино) до 227 $м^3/сек$ в среднем течении (с. Долиновка) и 966 $м^3/сек$ в низовьях (с. Нижне-Камчатск).

Река Камчатка собирает на своем пути воды более чем 100 притоков. Самым крупным из них является р. Еловка длиной 246 *км*. Средний расход ее в нижнем течении достигает 147 $м^3/сек$.

Основное количество рек, впадающих в Охотское море, берет свое начало на склонах Срединного хребта. Меньшая часть зарождается в его предгорьях или в торфяных болотах. В горах реки стремительным потоком протекают либо в узких долинах с порогами и водопадами, либо в широких и глубоких троговых долинах с крутыми склонами. Выйдя из гор в пределы равнины, реки текут в широких, хорошо разработанных долинах, разбиваются на протоки и приобретают более спокойный характер. При приближении к Охотскому морю они сильно меандрируют, образуя старицы и острова.

Из рек, впадающих в Охотское море, 26 имеют длину от 100 до 200 *км* и 5 — свыше 200 *км*. Средняя густота речной сети бассейна Охотского моря 0,48 $км/км^2$. К наиболее крупным относятся реки Тигиль (303 *км*), Быстрая Большая (272 *км*), Быстрая Хайрюзовская (259 *км*), Белоголовая (213 *км*). Ширина относительно крупных рек только в нижнем течении иногда превышает 100 *м* при глубине до 3,5—4,0 *м*. Чаще же они имеют ширину 20—60 *м* и глубину до 1—2 *м*. Средний годовой расход р. Тигиля достигает примерно 300 $м^3/сек$.

Истоки рек, впадающих в Тихий океан и Берингово море, находятся как на склонах Восточного и Срединного хребтов, так и в пределах нагорий Восточного вулканического района. Реки восточного побережья несколько короче рек, впадающих в Охотское море, и большую часть пути протекают в горах. В истоках р. Шумной, берущей начало из озера в кальдере вулкана Узон, имеется водопад высотой около 100 *м*, один из самых крупных на полуострове. На восточном побережье насчитывается 11 рек длиной от 100 до 200 *км* и 3 реки длиной более чем 200 *км*. Наиболее многоводными являются реки Жупанова (254 *км*) и Авача (130 *км*), текущие в основном в меридиональном направлении между Восточным хребтом и Восточным вулканическим районом. Средний годовой расход последней более 100 $м^3/сек$. Густота речной сети бассейна Тихого океана 0,64 $км/км^2$, а Берингова моря 0,27 $км/км^2$.

Почти все реки полуострова несудоходны. Только по р. Камчатке на расстоянии до 500 *км* от устья осуществляется грузо-пассажирское судоходство.

Остров Карагинский также имеет густую речную сеть. Это относительно короткие, в несколько десятков километров, типичные горные потоки.

Основную группу на Камчатке составляют реки с летним половодьем, которое приурочено к июню—июлю, т. е. к периоду наибольшего таяния снежников в горах. Реки с подобным режимом широко распространены в бассейне р. Камчатки, а также на западном побе-

http://jurassic.ru/

режье к югу от р. Большой и ее составляющих — рек Быстрой и Плотниковой. Наблюдаются они и на восточном побережье.

Наибольший расход большинства рек наблюдается в июне—июле, наименьший в феврале—марте. Нередко летние расходы в 5—7 раз превышают зимние. Так, например, р. Камчатка в нижнем течении имеет расход в июле 2210 *м*³/*сек*, а в марте всего 460 *м*³/*сек*.

Высота подъема уровня весенних паводковых вод над меженью чаще составляет 1,5—2,0 *м*, а на р. Камчатке иногда достигает 3,7 *м*. Осенью, в период дождей, в отдельные годы наблюдается повышение уровня до 1,0—1,5 *м*. Ледостав чаще происходит в конце октября — середине ноября. Толщина льда на реках около 0,5 *м*, местами более. Те реки, которые питаются в основном ключевыми водами, особенно термальных источников, не замерзают на отдельных участках в течение всей зимы. Вскрываются реки в апреле—мае.

Озера. В пределах Камчатки имеется большое количество мелких озер. Число озер достигает 30 300, при общей площади их водной поверхности 2700 *км*². 22 озера имеют площадь водной поверхности более 10 *км*².

По происхождению своих котловин озера Камчатки разнообразны. К числу кальдерных озер относятся Курильское и Кроноцкое[1]. Первое из них расположено в крайней южной части Камчатки; площадь его 77 *км*², глубина в среднем 176 *м*, наибольшая — 309 *м*. Со дна озера поднимается несколько небольших вулканических скалистых островков. Кроноцкое озеро, имеющее площадь 247 *км*², расположено к юго-западу от Кроноцкого полуострова; наибольшая его глубина 128 *м*. Мелкие (но часто глубокие, более 100 *м*) озера площадью до 2—6 *км*² отмечаются в кратерах или кальдерах вулканов Ксудач, Горелого, Желтовского, Узона, Малого Семячика, Карымского и некоторых других. Часть из них имеет воду с повышенной минерализацией и не замерзает всю зиму.

Группа лавоподпрудных озер развита в Срединном хребте в верховьях рек Тигиля и Озерной (озера Глубокое, Междусопочное, Большое и др.), а также в районе вулкана Бакенина. Площадь каждого из них не превышает 10 *км*², а глубина 3—15 *м*.

Некоторые небольшие, но глубокие озера приурочены к впадинам тектонического происхождения, например озера Дальнее и Ближнее, расположенные недалеко от г. Петропавловска-Камчатского. Глубина первого из них достигает 60 *м*, второго 37 *м*. В тектонических долинах разместились озера Сево (Валагинский хр.) и Ажабачье (хребет Кумроч). Последнее имеет площадь 63 *км*² и глубину до 33 *м*. Озеро Сево частично подпружено обвальными глыбовыми нагромождениями.

Как по восточному, так и по западному побережью широко распространены лагунные и лиманные озера, образованные чаще совместной деятельностью рек и моря. К ним относится самое крупное озеро полуострова — Нерпичье, расположенное вблизи устья р. Камчатки, на ее левом берегу. Площадь озера 451 *км*², глубина от 4 до 13 *м*. Узким проливом оно соединяется с о. Култучным (98 *км*²). На восточном побережье к озерам этого типа следует отнести Лиственичное, Большой Вилюй, Налычево, Малая Медвежка, Большой Калыгирь, Сторож, Орлиное и такие типичные лиманы, как Жупановский, Семячик, Укинский. На западном побережье из озер этого происхождения могут быть отмечены: Большое (53 *км*²), Келтик, Явино и некоторые другие. Видимо, подобные же озера имеют место и на о. Беринга (оз. Саран-

[1] Е. М. Крохин (1960) связывает образование Кроноцкого озера с лавовой подпрудой р. Кроноцкой.

http://jurassic.ru/

ное площадью около 40 *км*², озера Гаванское, Ладыгинское и Лисинское). Значительное количество этих озер имеют соленую воду.

Болота. На территории полуострова болота занимают площадь около 35 000 *км*². Основная часть болот приурочена к Западной Камчатской равнине (около 75%), остальное их количество распределяется между восточным побережьем, Центральной Камчатской низменностью и Парапольским долом. По степени заторфованности Камчатку можно поставить на одно из первых мест в Советском Союзе. Мощность торфа на болотах в среднем составляет 2—4 *м*, наибольшая 8—10 *м*.

Обширные безлесные торфяные массивы западного побережья и Парапольского дола в основном могут быть отнесены к болотам верхового типа с атмосферным питанием. Процесс заболачивания территории Камчатки в настоящее время не происходит; об этом свидетельствует отсутствие заболоченных земель и резкие границы самих болотных массивов.

КЛИМАТ

Климат полуострова более суровый, чем климат областей Европы, находящихся в тех же широтах[1], но мягче противоположного побережья Охотского моря.

Климатические условия отдельных районов Камчатки различны. Западной половине полуострова, обращенной к холодному Охотскому морю, свойствен более суровый климат, чем восточной, на которой сказывается отепляющее воздействие Тихого океана. На востоке полуострова число ясных дней больше, чем на западе, ясная погода бывает чаще осенью (сентябрь—ноябрь) и ранней весной (в марте—апреле). Во внутренней части полуострова, защищенной от морских ветров высокими горными хребтами, климат характеризуется континентальным режимом. Величина солнечного сияния здесь больше, чем на побережьях. Кроме того, климатические условия довольно резко меняются по широте и с высотой местности.

Лето на Камчатке короткое, холодное и дождливое. Теплое и относительно сухое лето отмечается только в Центральной Камчатской низменности. Зима продолжительная, но сравнительно мягкая (за исключением северной части полуострова и Центральной Камчатской низменности), с устойчивым снежным покровом и сильными метелями. Переходные сезоны (весна и осень) короткие и характеризуются часто меняющейся погодой.

Среднегодовая температура воздуха изменяется от +2° (ст. Петропавловск) до —3,3° (ст. Усть-Хайрюзово, западное побережье) и —3,7° (ст. Эссо, Срединный хребет, на высоте 650 *м*); наиболее высокая температура отмечена на о. Медном (+2,8°). Самыми теплыми месяцами являются июль и август, когда среднемесячная температура воздуха во внутренней части поднимается до +15°, а на побережьях и островах до плюс 9—13°. В отдельные годы температура воздуха в эти месяцы достигает плюс 24—32°. Наименьшая продолжительность безморозного периода (около 70 дней) отмечается в районе среднего течения р. Камчатки и на северо-западе полуострова, в остальных местах число безморозных дней изменяется от 100 до 140. Морозы начинаются в конце августа — середине сентября, а на открытых участках восточного побережья и на островах — в первой половине октября, и заканчиваются в первой половине июня. В некоторые годы отрицательные температуры наблюдаются даже в июле. Период с устойчивыми моро-

[1] Северная часть Камчатки лежит примерно на широте Ленинграда, южная — на параллели Киева.

http://jurassic.ru/

зами продолжается в среднем с ноября по конец марта. Наиболее низкие температуры фиксируются в январе в Центральной Камчатской низменности (от —17 до —23°), в то время как на Командорских островах температура самого холодного месяца — февраля равна минус 4—5°. На побережьях февральские температуры изменяются от минус 16—18° на севере до —7° на юге. Минимальные температуры во внутренней части полуострова достигают иногда —57°. Характерно, что почти на всей территории Камчатки в отдельные дни даже наиболее холодных месяцев отмечаются оттепели с температурами иногда до 3—5° выше нуля.

Наибольшее среднегодовое количество осадков приходится на район г. Петропавловска-Камчатского (до 1119 *мм*) и на прилегающие к нему участки восточного побережья, а также на о. Медный (788 *мм*). В остальных районах полуострова оно чаще варьирует от 350 до 555 *мм*. В течение года осадки распределяются неравномерно. На островах и в южной части восточного побережья полуострова наибольшее количество осадков выпадает с августа по октябрь, а на остальной части Камчатки — в июле и августе. За теплый период года (апрель—сентябрь) в среднем выпадает 70—80% годового количества осадков. Дожди большей частью моросящие, затяжные. Грозы бывают очень редко. Наименьшее количество осадков приходится на февраль и март.

Высота снежного покрова достигает максимума (от 1 до 2,5—3 *м*) к половине марта на внешних склонах Восточного и Срединного хребтов и на значительной части Восточного вулканического района. Наименьшая мощность снега (от 0,3 до 0,5—0,6 *м*) фиксируется на большей части Западной Камчатской равнины. Снежный покров устанавливается в середине или конце октября — начале ноября, а сходит в мае. Общая продолжительность залегания снежного покрова на равнинах колеблется от 180 до 210 дней, в горах — более 220 дней.

Воздух над территорией полуострова характеризуется высокой относительной влажностью, которая мало меняется в течение года и составляет около 80%.

Характерно для Камчатки обилие туманов, господствующих на побережьях и островах, где число дней с туманами достигает 70—115 в год. В Центральной Камчатской низменности и в районе пролива Литке их количество, правда, снижается до 30—40 дней в году. На высоте 400—1400 *м* отмечаются вечерние туманы, которые нередко рассеиваются только к 12—13 часам следующего дня.

С декабря на март преобладают ветры с суши, в июне и июле — морские, от побережья в глубь полуострова, в мае, августе и сентябре — переходные. На море с ранней осени начинаются штормы, достигающие наибольшей силы в январе—феврале. Зимой на полуострове нередко свирепствует сильная пурга.

Мощность сезонно промерзающего слоя на Камчатке колеблется в широких пределах. В среднем она изменяется от 0,1 до 3 *м*. Начало промерзания грунтов падает на октябрь—ноябрь, оттаивание начинается в конце марта и заканчивается в мае—июне, а на отдельных участках в северной половине полуострова даже в июле и августе. Наименьшее промерзание грунтов отмечено на восточном побережье полуострова.

Современное оледенение Камчатки, которое следует рассматривать как реликт древнего оледенения, приурочено к кальдерообразным впадинам, циркам, карам и отдельным вершинам вулканов и хребтов. По данным М. Г. Васьковского, общая площадь современных ледников на Камчатке составляет 900 *км*², или примерно 0,3% от всей площади полуострова. Наиболее крупные ледники расположены в центральной

http://jurassic.ru/

части Срединного хребта на горах Алней (2581 *м*), Айнелькан (1725 *м*), Хувхойтун (2619 *м*), Острой (2549 *м*) и других, где они занимают площадь около 475 *км*², а также на вершинах Ключевской группы вулканов и в горном массиве п-ова Кроноцкого. Нижняя граница ледяных полей расположена на высотах от 2200—2100 до 1300—1200 *м*. Но отдельные «языки» ледников спускаются до высоты 900 *м*, а на п-ове Кроноцком до 800—700 *м*. Самый южный ледник на Камчатке отмечен на вершине сопки Камбальной, имеющей высоту 2156 *м*.

Современный климат полуострова не способствует развитию многолетнемерзлых пород, которые распространены в его пределах отдельными «пятнами».

ПОЧВЕННО-РАСТИТЕЛЬНЫЕ УСЛОВИЯ

При геоботаническом районировании СССР (1947 г.) п-ов Камчатка отнесен к так называемой Камчатской травяно-лиственно-лесной геоботанической области. По В. Л. Комарову (1930), флора Камчатки состоит из 828 видов цветковых и папоротникообразных растений, из которых на древесные и кустарниковые породы, включая мелкие кустарнички—багульник, шикшу, бруснику и другие, приходится 71 вид. Лесные массивы занимают на полуострове 36%, кустарники 32%, болота 12%, горные тундры и альпийские луга 1,1%, разреженная растительность высокогорья 7%, пойменные и лесные луга 2%.

Преимущественным распространением на Камчатке пользуется группа дерновых почв. Дерновый процесс почвообразования является здесь господствующим. Менее развиты болотные, охристо-подзолистые и другие типы почв. На отдельных участках территории значительную роль в процессе почвообразования играют вулканические пеплы.

В распределении растительности и почв на Камчатке сказываются как климатические особенности полуострова, так и его орографическое строение.

Наиболее характерной древесной породой камчатского ландшафта является каменная береза, занимающая не менее четырех пятых всей покрытой лесом площади. Она образует редкостойные, светлые леса паркового типа (рис. 9). Каменная береза отличается искривленным стволом и широкой кроной. Под пологом каменноберезняков развивается густой подлесок из рябины, шиповника, реже кедрового и ольхового стлаников, а также пышная травянистая растительность. В связи с этим каменноберезняки являются хорошими пастбищами для скота. Леса из каменной березы занимают преимущественно предгорную зону и нижние части склонов горных хребтов и отдельных возвышенностей. Начинаются они от уровня моря (на восточном побережье) и поднимаются на высоту 300—550 *м*, редко 750 *м*; в Центральной Камчатской низменности они распространены с высоты 200—300 *м* и простираются вверх по хребтам до высоты 700—800 *м*. Отмечается каменная береза и в пределах средней части Западной Камчатской равнины, где она часто покрывает вершины холмов и увалов. Севернее 58° с. ш. каменноберезняки встречаются только отдельными небольшими рощицами, уступая место, особенно на западном побережье, кустарниково-лишайниковой растительности, произрастающей на торфянистых маломощных почвах.

Древесина каменной березы трудно поддается обработке; из-за кривизны стволов строевой материал из нее низкого качества. Но благодаря почти повсеместному распространению каменной березы на полуострове хозяйственное значение, особенно как топлива, весьма велико.

http://jurassic.ru/

Значительно меньшее развитие имеет японская белая береза (преснец), которая растет на террасах в долине р. Камчатки и по ее притоку — р. Еловке. Отдельные рощи белоберезняков встречаются в долинах рек Большой Быстрой, Тигиля, Авачи, по подножию Корякской сопки и в других местах. Белая береза произрастает чаще на более низких абсолютных высотах, чем каменная береза. В Центральной Камчатской низменности в белоберезняках можно встретить примесь осины. Под белоберезовыми лесами развиваются, как правило, дерново-луговые или дерново-слабоподзолистые почвы. Плодородные почвы

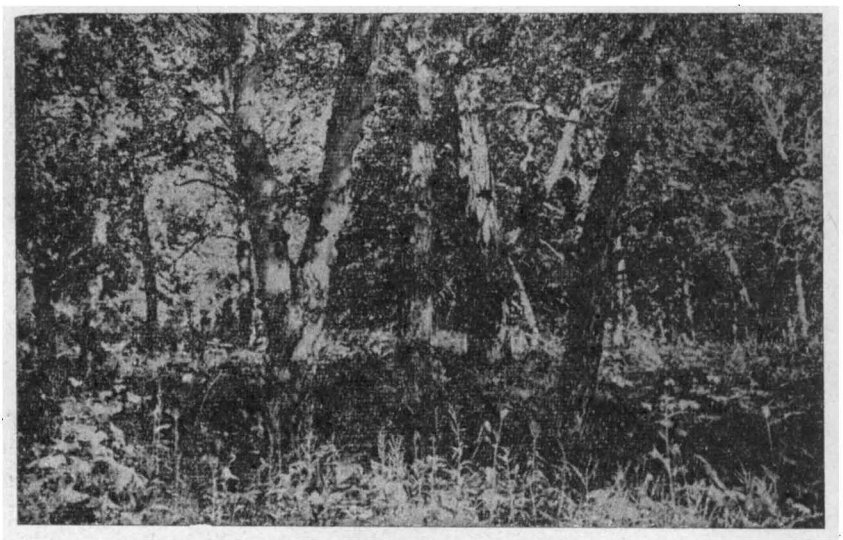


Рис. 9. Парковые березняки в долине р. Большой. Фото Ю. М. Киршина

долины р. Камчатки, занятые белой березой, используются под овощеводство и как луговые угодья. Стволы белой березы прямые и могут использоваться для строительных целей.

Наибольшее хозяйственное значение на полуострове имеют хвойные леса, представленные главным образом лиственницей и елью. Хвойный «остров» расположен в средней части Центральной Камчатской низменности (между селениями Мильково и Еловкой), занимая частично долину реки и склоны предгорий до отметок 300—350 *м*, сменяясь выше каменной березой. Общая площадь, занятая хвойными лесами, составляет около 4—5% всей площади полуострова, из них на еловые леса приходится около 1%. Смешанные елово-лиственничные леса столь же обычны, как и чистые лиственничные.

У устья р. Семячик, впадающей в Кроноцкий залив, сохранилась единственная на Камчатке и на земном шаре небольшая (площадью около 18 *га*) роща пихты камчатской (грациозной).

На пойменных террасах речных долин узкой полосой произрастают пойменные леса, занимающие около 1% всей площади Камчатки. Они представлены в основном ивой, тополем, ольхой и чозенией, образуя как чистый древостой, так и смешанные заросли. Под их покровом часто развиваются исполинские травы, достигающие высоты 3—4 *м*, к которым относятся: шеломайник, крапива, баранник, медвежий корень и некоторые другие. Пойменные леса большого практического значения не имеют, но там, где отсутствуют хвойные леса, чозения и тополь используются как строительный материал.

http://jurassic.ru/

К верхнему поясу каменноберезовых лесов примыкают кустарниковые заросли из кедрового и ольхового стлаников. В средней части полуострова они занимают склоны гор от 700—800 до 1100—1200 *м*, а на юге до 1280 *м*; на севере же и на восточном гористом побережье стланики снижаются до уровня моря. На востоке полуострова и в средней его части преимущественным распространением пользуется кедровый стланик, на западе — ольховый стланик. Кедровый и ольховый стланики имеют чаще изогнутые и ветвистые стволы, высота которых достигает 4—5 *м*.

Выше пояса стлаников следуют альпийские луга, на которые приходится около 5% поверхности полуострова, и горные тундры, занимающие площадь около 2 млн. *га*. Альпийские луга развиты на маломощных дерновых почвах, состоят из разнотравья и злаков и могут служить для летнего выпаса скота. Горные тундры с покровом из сфагновых мхов ягеля и ягодниковых кустарничков являются хорошими пастбищами для оленей.

С высоты 1400—1500 *м*, а местами, особенно на севере полуострова, и со значительно более низких абсолютных высот (800—900 *м*) распространены голые скалы и каменистые россыпи с одиночными растениями, из которых преобладает камнеломка. К поясу разреженной растительности следует отнести также участки молодых лавовых потоков, спускающихся в пределах Ключевской группы вулканов до высоты 300—200 *м*. Вершины многих гор и хребтов покрыты снежниками и ледниками.

В заключение описания почвенно-растительных условий полуострова следует отметить, что характерной деталью его ландшафта являются равнинные тундры — преимущественно безлесные осоково-сфагновые болота с торфянистыми, торфяно-глеевыми и торфяно-болотными почвами, особенно широко распространенные в южной части Западной Камчатской равнины и на площади Парапольского дола. На равнинных тундрах часто встречаются группы невысокого кедрового стланика.

Командорские острова покрыты в основном верещатниками, мохово-лишайниковыми тундрами, луговой и болотной растительностью. Только вдоль русел рек отмечаются заросли кустарниковых ив.

На горах о. Карагинского произрастают преимущественно кедровый и ольховый стланики; на низменном северо-западном побережье развита тундровая растительность.

ПУТИ СООБЩЕНИЯ

С материковой частью Советского Союза Камчатка связана исключительно морскими и воздушными путями. Регулярными морскими линиями г. Петропавловск-Камчатский связан с г. Владивостоком, о. Сахалин, п-овом Чукоткой (бухтой Провидения), селениями Курильских и Командорских островов. Регулярно работает авиалиния Петропавловск-Камчатский — Хабаровск—Москва; имеется воздушное сообщение с Владивостоком и Магаданом.

Массовые перевозки на Камчатке осуществляются в основном морским транспортом. С апреля по сентябрь—октябрь регулярно (2—3 раза в месяц) ходят небольшие грузо-пассажирские пароходы из Петропавловска-Камчатского на западное побережье полуострова с заходом во все основные населенные пункты, расположенные на берегу Охотского моря. Такие же рейсы совершаются вдоль восточного побережья полуострова до с. Анапки, от которой пароходы идут на северо-восток, в села Корф и Олюторку.

http://jurassic.ru/

Реки Камчатки как пути сообщения играют незначительную роль. Только районный центр Усть-Камчатск связан пассажирскими речными линиями с селами, расположенными вдоль р. Камчатки.

Дорожная сеть полуострова развита слабо. Сухопутная магистраль проходит от г. Петропавловска-Камчатского к населенным пунктам, размещающимся в верхнем и среднем течении р. Камчатки (села Малка, Шаромы, Мильково, Кирганик). До Начикинского совхоза (на расстоянии около 100 *км* от г. Петропавловска-Камчатского) проходит шоссе, по которому в течение всего года совершается регулярное автобусное движение. От нее отходит такая же грунтовая дорога на западное побережье, к с. Усть-Большерецку. В зимнее время иногда совершаются перевозки на собачьих нартах, а на севере используются оленьи упряжки.

ЭКОНОМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

По данным переписи 1959 г. население описываемой территории Камчатской области составляет немногим более 200 тыс. чел. (средняя плотность населения 0,7 чел., на 1 $км^2$). Население размещается на площади полуострова неравномерно. Наиболее заселены долина р. Камчатки, а также западный и восточный прибрежные районы. Население полуострова имеет пестрый национальный состав. В его южной половине преобладают русские, в северных районах — нымылланы (коряки), ительмены, камчадалы, эвены и другие национальности.

Камчатка по своим природным богатствам обладает всеми необходимыми предпосылками для комплексного развития народного хозяйства. Но пока экономика полуострова базируется только на рыбных богатствах окружающих его морей.

Рыбная промышленность сосредоточена по побережью полуострова. В морях, омывающих Камчатку, водится до 400 различных видов рыб. Главным промысловым объектом добычи являются лососевые породы рыб: кета, горбуша, красная (нерка), кижуч, чавыча. Производится также лов сельди, трески, камбалы, наваги. Богаты Охотское и Берингово море крабами. Меньшее значение в морском промысле занимают млекопитающие китообразные и ластоногие (нерпа, лахтак, сивуч и др.). В прибрежных водах Командорских островов обитают котики и морские бобры (каланы), которые встречаются и у берегов Южной Камчатки. С развитием рыбной промышленности связано возникновение подсобных предприятий. Так, в Петропавловске-Камчатском имеются судоверфь, судоремонтный механический завод, жестяно-баночная фабрика и предприятия местной промышленности; в Усть-Камчатске находится жестяно-баночная фабрика.

В долине р. Камчатки, в области развития хвойных лесов, сосредоточена лесная промышленность. Она представлена несколькими леспромхозами, которые заготовляют древесину, и Ключевским деревообрабатывающим комбинатом. Общие запасы по древостоям в пределах всего полуострова составляют 924,5 млн. $м^3$, из которых на хвойные породы приходится 150,6 млн. $м^3$. Около 90% древесины идет на тару для рыбной промышленности.

В долине р. Камчатки, а также в Авачинской низменности и на западном побережье полуострова сосредоточены основные сельскохозяйственные районы. Но до настоящего времени плодородные земли Камчатки используются далеко не полностью. Удобные земельные площади, представленные сельскохозяйственными угодьями, пойменными и лесными лугами, составляют на полуострове около 500 тыс. *га*. На той же территории, где расположены основные сельскохозяйственные

http://jurassic.ru/

угодья, развивается животноводство, главным образом молочного направления. В северной части Камчатки широко распространено оленеводство. На полуострове широко развит пушной промысел. Здесь насчитывается до 22 видов промыслового зверя, в том числе: соболь, песец, горностай, выдра, лисица, бурый медведь.

Горнодобывающая промышленность Камчатки ограничивается небольшими разработками строительного камня (андезиты), песчано-гравийно-галечного материала и суглинков для производства кирпича в окрестностях Петропавловска-Камчатского. Севернее Камчатского перешейка, на побережье залива Корфа, расположены угольные копи. На Камчатке имеются значительные залежи высококачественного каменного угля, сосредоточенные в основном на побережье Охотского моря (Хайрюзовское, Крутогоровское, Напанское и Тигильское месторождения). Всего на Камчатке обнаружено около 60 месторождений углей, геологические запасы которых достигают 15—20 млн. *т*.

Богата Камчатка торфом. Его запасы прогнозно оцениваются в 8 млрд. *т*. Основные торфяные массивы расположены на юго-западном побережье полуострова, по соседству с крупными рыбокомбинатами, и могут быть использованы как топливо. Из строительных материалов прежде всего следует отметить пемзу, запасы которой только на одном Озерновском месторождении, расположенном на юге Камчатки, исчисляются более чем в 20 млрд. *т*. На полуострове имеются также такие строительные материалы, как минеральные краски, известняки и мергели, диатомиты, рыхлые вулканические туфы и шлаки, перлиты, строительные камни и т. д. Сырьем для химической промышленности может служить сера. Промышленные запасы нефти предполагается встретить на западном и восточном побережьях, а также в Центральной Камчатской депрессии. Но работы на нефть еще не вышли из стадии поисковых.

Встречены на полуострове рудопроявления меди, ртути, сурьмы, молибдена, серебра, золота и некоторых других металлов.

На Камчатке имеется около 100 минеральных термальных и холодных источников, многие из которых обладают высокими бальнеологическими свойствами. Используются лишь Озерновские, Паратунские и Начикинские источники, где созданы небольшие санатории. Большое применение горячие воды могут найти для создания тепличных хозяйств и отопления помещений.

С 1957 г. на юге полуострова, в районе Паужетских горячих источников, ведутся изыскания под первую в Советском Союзе опытно-промышленную геотермическую электростанцию. Работы эти дали положительные результаты. С 1961 г. геотермические исследования ведутся на Больших Банных ключах.

Полуостров располагает весьма крупными гидроэнергетическими ресурсами. По подсчетам Дальневосточного филиала Академии наук СССР, суммарная мощность потенциальных запасов водной энергии рек Камчатки определяется цифрой порядка 20 млн. *квт* (Стоценко, Клименков, 1960).

Почти не используется на полуострове энергия ветра. В прибрежных районах Камчатки с постоянно дующими ветрами могут найти широкое применение ветроэнергетические установки мощностью 2—10 л. с. и более.

Все вышеизложенное служит ярким подтверждением слов, сказанных о Камчатке С. П. Крашенинниковым еще в средине XVII столетия, «что она к житию человеческому не меньше удобна, как и страны всем изобильные».

http://jurassic.ru/

Глава третья

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ТЕРРИТОРИИ И ЕЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Камчатка представляет собой молодую складчатую область, сформировавшуюся преимущественно в позднемеловое и кайнозойское время. Вместе с Курильскими островами она составляет одну из Восточно-Азиатских дуг. Складчатая область Камчатки непосредственно примыкает к современным геосинклинальным бассейнам и входит как составная часть в современную геосинклинальную систему Восточной Азии. Главной особенностью области является ее тектоническая активность, проявляющаяся в настоящее время в виде землетрясений и вулканической деятельности.

Для Камчатки, вместе с Курильскими островами, как и для других островных дуг Восточной Азии, характерна четкая линейная зональность главных тектонических и орографических элементов (рис. 10). В рельефе это проявляется в чередовании протяженных хребтов и равнинных зон. Самая обширная равнина располагается на западе вдоль берега Охотского моря, для восточных же районов полуострова характерен пересеченный горный рельеф. Различаются и береговые линии Камчатки: плавная на западе и сильно изрезанная с обилием глубоко врезанных в сушу заливов и крупных полуостровов на востоке. Резко возрастает на полуострове в восточном направлении и интенсивность современных вулканических процессов, неотектонических движений. Меняется, в общем, характер складчатости третичных отложений — от относительно спокойных брахискладок на западе до изоклинальных серий с надвигами на востоке. Все это является следствием закономерного перемещения с течением времени тектонических процессов на восток, в сторону Тихого океана. В настоящее время наиболее тектонически активной, энергично развивающейся структурой области является Курило-Камчатская океаническая впадина, протягивающаяся вблизи тихоокеанских берегов Камчатки и Курильских островов.

В строении Камчатки принимают участие различные породы — от древних метаморфических до современных осадочных и вулканогенных. Тела интрузивных пород здесь многочисленны, но невелики по размерам. Метаморфические породы распространены на незначительных площадях. Мезозойские доверхнемеловые породы на Камчатке пока неизвестны. Главная же масса горных пород полуострова представляет собой верхнемеловые и кайнозойские отложения общей мощностью до 10—15 тыс. *м*, прорванные разновозрастными и разнообразными по составу интрузивами. В этом также проявляется особенность Восточно-Азиатских островных дуг, в которых верхнемеловые и кайнозойские породы, обычно тесно связанные между собой, являются наиболее распространенными геологическими образованиями.

Метаморфические породы, слагающие Срединный Камчатский массив, представлены гнейсами, различными кристаллическими сланцами, филлитами, метаморфизованными эффузивами. В составе верхнемеловых толщ преобладают терригенные отложения, состоящие из ритмически переслаивающихся пластов песчаников, алевролитов и аргилли-

http://jurassic.ru/

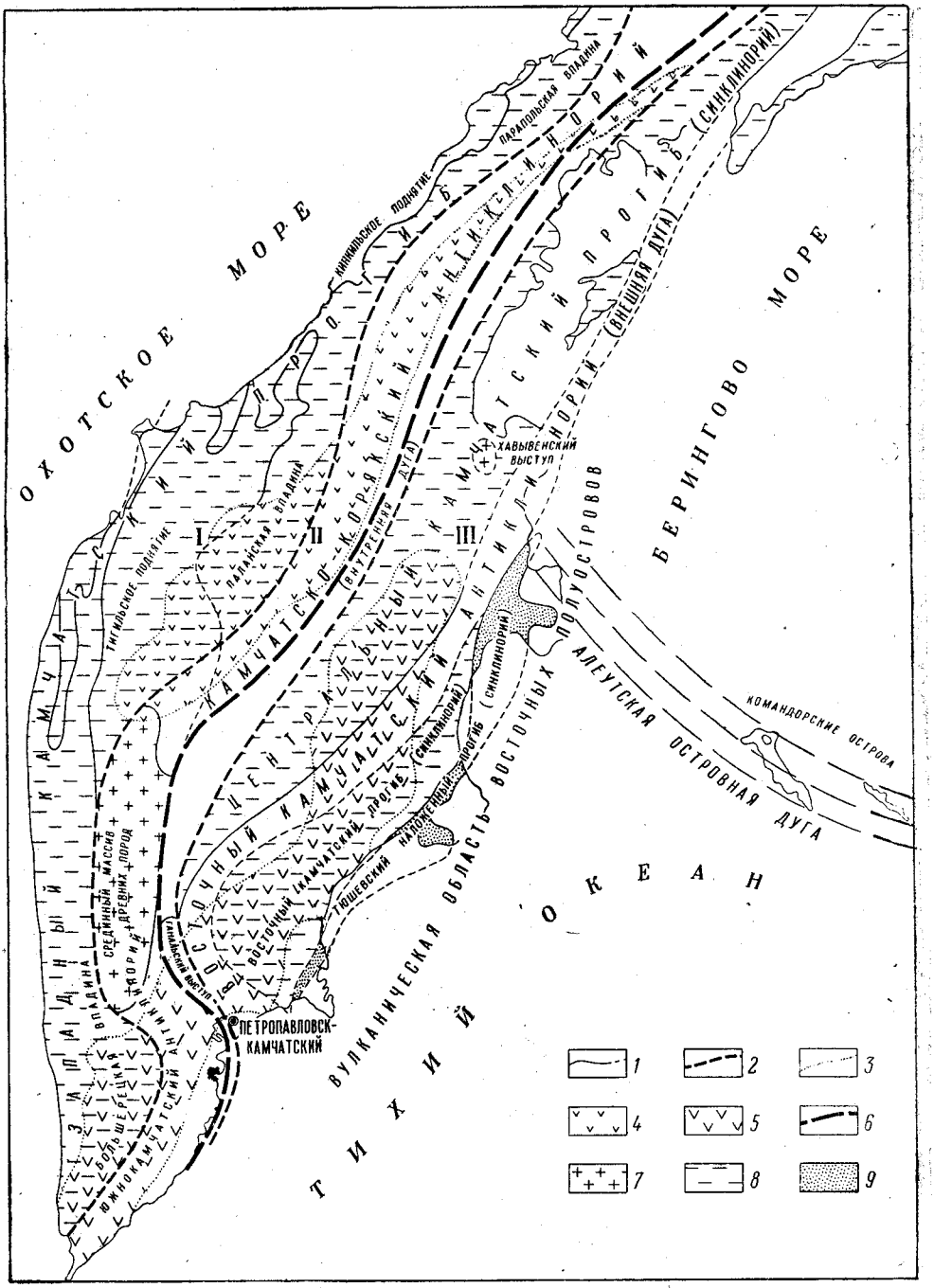


Рис. 10. Схема тектонического районирования Камчатки. По Г. М. Власову, В. А. Ярмолюку, Е. П. Кленову

1 — границы тектонических районов; *2* — границы структурно-фациальных зон; *3* — границы наложенных вулканических поясов; *4* — Срединный вулканический пояс; *5* — Восточный вулканический пояс; *6* — предполагаемый Центрально-Камчатский глубинный разлом; *7* — Срединный массив; *8* — синклинории; *9* — наложенные прогибы. *I* — Западно-Камчатская структурно-фациальная зона; *II* — Центрально-Камчатская структурно-фациальная зона; *III* — Восточно-Камчатская структурно-фациальная зона

http://jurassic.ru/

тов; очень распространена также мощная кремнисто-вулканогенная толща, близкая к спилито-кератофировой формации. Эти относительно глубоководные образования характерны почти для всей площади полуострова, исключая его крайнюю западную часть, где в прибрежных условиях накапливались мелководные морские и континентальные осадки почти без участия вулканических пород. Отложения такого состава особенно характерны для восточного берега Пенжинской губы.

Более отчетливо структурно-фациальные зоны проявились на площади Камчатки в кайнозойское время. В западной зоне, представлявшей собой краевой прогиб на Охотской платформе, накапливались преимущественно осадочные и туфогенно-осадочные породы, мощность которых в наиболее углубленных частях прогибов достигает 10 тыс. *м*. Восточнее, почти вдоль оси современного Камчатского полуострова, протягивается вулканическая зона, в которой все породы от верхнемеловых до современных включительно представляют собой магматические (эффузивные и интрузивные) образования. Наиболее ранние вулканические толщи зоны связаны с подводным вулканизмом, который впоследствии сменился субаэральными извержениями. Параллельно с этим процессом происходило последовательное раскисление вулканических продуктов от основных, спилитовых и базальтовых, лав к более кислым, андезитовым, а затем — андезито-дацитовым и липаритовым. Для следующей, Восточной структурно-фациальной зоны полуострова характерно развитие мощной (до 7—8 тыс. *м*) толщи туфогенного флиша, переходящего местами в вулканические образования.

В целом в пределах Камчатской складчатой области выделяется внутренняя, располагающаяся у Охотского моря, равнинная миогеосинклинальная часть с преимущественным развитием осадочных пород и внешняя восточная гористая эвгеосинклинальная, характеризующаяся большими массами магматических пород.

Характер пород третичных отложений изменяется не только в зависимости от различных структурно-фациальных зон, но и по стратиграфическому разрезу. Для палеогена, в общем, характерны сравнительно глубоководные отложения, часто с признаками восстановительных условий в придонной среде (темный цвет осадков, марказитовые конкреции, видовая бедность и угнетенность фауны и пр.). Эффузивно-пирокластические породы в палеогеновых толщах — главным образом базальты и андезито-базальты. Неогеновые отложения формировались в более мелководных, лучше проветриваемых бассейнах; они отличаются от палеогеновых более крупнообломочным составом пород, обилием остатков фауны, более кислым составом вулканических продуктов — андезиты, андезито-дациты с подчиненным количеством более основных лав, обилием диатомитов. Плиоценовые образования Камчатки несут на себе отчетливые черты моласс. Четвертичные породы Камчатки представлены морскими, озерными, ледниковыми и, главным образом, разнообразными вулканическими образованиями.

В геологической истории Камчатки проявились многочисленные фазы тектогенеза. Число этих фаз в ранней геологической истории полуострова не выяснено. В метаморфических толщах Камчатки имеется, по-видимому, не менее двух несогласий, а также наблюдается проявление интрузивной деятельности в виде крупных интрузивов нормальных биотитовых гранитов и последующих мелких внедрений ультракислых двуслюдяных гранитов и пегматитов.

На соседней с Камчаткой территории побережья Пенжинской губы наблюдались проявления тектонических движений в конце палеозоя, в послеваланжиновое время, перед сеноманом, перед поздним туро-

http://jurassic.ru/

ном — ранним сеноном, в конце позднемелового — начале палеогенового времени.

Первой более или менее точно датированной фазой тектогенеза на Камчатке является предсеноманская, обусловившая несогласное залегание верхнемеловых (сеноман-сенонских) пород на более древних образованиях. Следующая фаза, имевшая большое значение в формировании структур полуострова (камчатская, по И. Б. Плешакову) проявилась примерно на границе позднемелового и третичного времени; она может быть параллелизована с ларамийскими движениями Северной Америки. Эта фаза сопровождалась внедрением гранитоидных интрузий. Видимо, несколько раньше сформировались ультраосновные интрузивные породы, залегающие в верхнемеловых толщах.

Большое влияние на структуры полуострова оказали тектонические движения в раннем миоцене (курильская складчатость), сопровождавшиеся сильным эффузивным и интрузивным вулканизмом. Роль этой складчатости для Камчатки, однако, в достаточной степени еще не выяснена. Общепризнан большой размах складкообразовательных движений в конце среднего миоцена (алеутская складчатость), обусловивших крупное несогласие в третичных толщах и внедрение мелких разнообразных по составу интрузий. Не вызывает сомнений проявление тектонических движений в конце плиоцена (сахалинская фаза); в это время, кроме дислокаций наиболее молодых неогеновых пород, произошли внедрения щелочных интрузий на Западной Камчатке. Сомнительна защищаемая некоторыми исследователями (И. Б. Плешаков, Б. Ф. Дьяков, В. В. Меннер) фаза складчатости в постплиоцене. Тектоника постплиоценового времени была своеобразна: собственно складкообразовательные движения происходили узколокально и вряд ли можно отождествлять их проявления с фазой складчатости. Это время характеризовалось преимущественно поднятиями и дифференцированными движениями по разломам, обусловившими современный горный рельеф Камчатки.

Продолжительными и многофазовыми тектоническими движениями создана современная структура полуострова, значительно отличающаяся в различных структурных ярусах. Первый ярус слагают метаморфические породы срединных массивов, второй — верхнемеловые породы, третий — палеогеновые и нижнемиоценовые, четвертый — нижне- и среднемиоценовые, пятый — верхнемиоценовые и плиоценовые; шестой, самый верхний, ярус представлен практически горизонтально лежащими четвертичными толщами.

Тектонические структуры третичных пород существенно отличаются в различных структурно-фациальных зонах полуострова не только формой дислокаций, но и характером взаимоотношений между структурными ярусами. В западной зоне сравнительно пологие третичные складки резко отличны от чрезвычайно сложных крутых складок нижележащих верхнемеловых отложений. Палеоген-нижнемиоценовые и нижне-среднемиоценовые толщи, там где они присутствуют совместно, дислоцированы согласно.

Структура Центрально-Камчатской зоны, сложенной преимущественно эффузивами, специфична и отличается пологой складчатостью, большим числом разломов с местными смятиями пород и крупными горстовыми выступами. Выявить несогласие в таких условиях трудно, и до последнего времени существовало мнение о возможности выделения здесь при картировании лишь палеоген-среднемиоценовых и верхнемиоцен-плиоценового комплексов эффузивных пород. В последние годы, однако, несогласие между палеоген-нижнемиоценовыми и нижне-среднемиоценовыми отложениями установлено очень отчетливо.

http://jurassic.ru/

В Восточной зоне, особенно в ее части, прилегающей к Тихому океану, верхнемеловые и палеоген-нижнемиоценовые отложения по форме и интенсивности дислокаций мало отличаются друг от друга. Как те, так и другие смяты в узкие крутые складки, местами опрокинутые и осложненные надвигами. Более же молодые неогеновые породы сложены в относительно пологие складки, хотя и затронуты местами повторными надвиговыми подвижками.

Таким образом, на территории Камчатки выделяются три главных тектонических района, соответствующих структурно-фациальным зонам, существовавшим на площади полуострова в третичное время. Кроме того, на различные структуры Камчатского полуострова накладываются два вулканических пояса: Срединный и Восточный.

Первая, Западно-Камчатская, структурно-фациальная зона соответствует краевому прогибу Камчатской складчатой области. Вторая, Центрально-Камчатская, является внутренней вулканической дугой. Третья — Восточно-Камчатская зона может быть по своим особенностям отнесена к внешней складчатой дуге[1]. Указанные основные тектонические районы в соответствии с местными условиями можно разделить на следующие области (см. рис. 10):

I. Западно-Камчатская зона (краевой прогиб). А — поднятия[2]: 1) Тигильское, 2) Кинкильское; Б — впадины: 1) Большерецкая, 2) Паланская, 3) Парапольская.

II. Центрально-Камчатская зона (внутренняя вулканическая дуга). А — вулканическая зона: 1) Камчатско-Корякский антиклинорий, 2) Южно-Камчатский антиклинорий; Б — срединные массивы: 1) Срединный Камчатский массив, 2) Ганальский выступ.

III. Восточно-Камчатская зона (внешняя складчатая дуга). А — антиклинорий: 1) Восточный Камчатский, 2) вулканическая область Восточных полуостровов; Б — синклинории (прогибы): 1) Центральный Камчатский, 2) Восточный Камчатский, 3) Тюшевский (наложенный); В — срединные массивы: Хавывенский выступ.

IV. Наложенные вулканические поясы: 1) Срединный вулканический пояс, 2) Восточный вулканический пояс.

Западно-Камчатская зона

Тигильское поднятие охватывает обширную, около 30 000 *км*^{2}, площадь бассейнов рек Белоголовой, Хайрюзовой, Квачины и Тигиля. Поднятие сложено преимущественно палеоген-среднемиоценовыми, в меньшей степени — верхнемеловыми породами и в южной части имеет меридиональное направление, как бы продолжая структуры Срединного Камчатского массива; к северу простирание постепенно меняется на северо-восточное. Наиболее приподнятая часть поднятия представляет собой сложный антиклинорий, протягивающийся в меридиональном направлении. На северо-восток от него отходит антиклинальная ветвь. Значительное развитие имеют структуры облекания, связанные с прилеганием третичных толщ к горстообразным поднятиям, сложен-

[1] В дальнейшем вместо указанных структурно-фациальных зон для краткости используются соответствующие наименования: Западная, Центральная и Восточная Камчатка.

[2] Термин «поднятие» здесь сохранен, несмотря на его некоторую неопределенность, по двум причинам. Во-первых, он широко используется местными геологами для наименования структурных комплексов сложного тектонического строения, приподнятых над впадинами. Во-вторых, особенности указанных структур свидетельствуют о их несоответствии типичным антиклинориям. Наряду со складчатыми и надвиговыми дислокациями в них проявляются горстовые поднятия, иногда значительной амплитуды.

http://jurassic.ru/

ным верхнемеловыми породами (хребты Ирунейский, Медвежий, Пенсантайн и др.).

Кинкильское поднятие находится на продолжении восточной антиклинальной ветви Тигильского поднятия, в бассейнах рек Паланы, Лесной, Подкагерной. Поднятие выражено выходами меловых и палеогеновых пород среди неогеновых и представляет собой антиклинальную структуру, осложненную серией разломов. Антиклиналь протягивается вдоль берега Охотского моря на расстояние свыше 300 *км*, хорошо обнажаясь в морских обрывах.

Большерецкая впадина занимает наиболее южное положение в Западном Камчатском прогибе. Она простирается в виде равнинной полосы шириной до 100 *км* вдоль берега Охотского моря почти от мыса Лопатки до широты 57°, т. е. на расстояние около 700 *км*; площадь ее несколько менее 45 000 *км*^{2}. Впадина выполнена преимущественно неогеновыми, а в северной части — палеогеновыми отложениями, сложенными в пологие складки, осложненные разрывами. В южной части впадины преобладает моноклинальное залегание неогена с пологим (5—10°) наклоном на запад. Неогеновые породы на части площади впадины перекрыты мощной толщей четвертичных отложений.

Паланская впадина располагается к востоку от Тигильского поднятия, в верховьях рек Хайрюзовой, Тигиля, Воямполки и др. Она вытянута в северо-восточном направлении на 400—450 *км*; наибольшая ее ширина достигает 60 *км*. Впадина заполнена главным образом верхнемиоценовыми и плиоценовыми отложениями, сложенными в пологие складки северо-восточного направления, перекрытыми на значительной площади четвертичными лавами.

Парапольская впадина находится на продолжении Паланской и отделяется от последней поднятием (седловиной) в бассейне р. Лесной. В пределах Камчатского полуострова располагается южное окончание Парапольской впадины, занимающее площадь бассейна р. Пустой и камчатского перешейка. Далее на северо-восток впадина протягивается вдоль берега Пенжинской губы, затем по направлению к устью р. Анадырь. В бассейне р. Пустой распространены пологоскладчатые неогеновые породы, на площади камчатского перешейка они перекрыты четвертичными отложениями, преимущественно ледниковыми и озерными.

Центрально-Камчатская зона

Камчатско-Корякский антиклинорий представляет собой одну из самых крупных структур Камчатки, протягивающуюся почти по оси полуострова. Это вулканическая зона, развивавшаяся с позднемелового до четвертичного времени включительно. Структура протягивается более чем на 700 *км*, имеет в общем антиклинальное строение и местами осложнена горстовыми поднятиями. Ось Камчатско-Корякского антиклинория проходит по юго-восточному склону Срединного хребта и несколько смещена от водораздела. Перевальная же часть хребта занята четвертичными вулканическими сооружениями — обширным базальтовым плато и возвышающимися на нем щитовидными вулканами и стратовулканами. Вулканизм зоны связан с глубинным разломом и оперяющими его трещинами северо-восточного и северо-западного направлений. На юго-восток, к Центральной Камчатской депрессии, и на северо-запад, в сторону Паланской впадины, вулканические породы антиклинория постепенно сменяются туфогенно-осадочными и нормально-осадочными отложениями.

http://jurassic.ru/

Южно-Камчатский антиклинорий орографически совпадает с Южно-Быстринским хребтом и цепями горных возвышенностей, идущими у тихоокеанского берега Камчатки к югу от г. Петропавловска. В структурном отношении это продолжение Корякско-Камчатского антиклинория, который, подойдя к Срединному Камчатскому массиву древних пород, меняет направление на согласное с простиранием этого массива, т. е. меридиональное, а затем резко поворачивает на восток вдоль Южно-Быстринского хребта. Геологическое строение антиклинория отличается значительной сложностью, что связано с большим числом крупных разломов, опрокидыванием местами слоев на восток и северо-восток, наличием надвигов, пестрым составом разновозрастных, преимущественно неогеновых, эффузивных и интрузивных пород. Между Малкой и Петропавловском антиклинорий осложнен крупной впадиной северо-западного направления со ступенеобразным поперечным профилем (Начикинский «грабен») [1].

Срединный Камчатский массив располагается в юго-западной части полуострова между реками Большой и Ичей и представляет собой в орографическом отношении южную часть Срединного хребта. Он имеет в плане очертания вытянутого в меридиальном направлении эллипса с длинной осью примерно 300 *км* и площадью около 16 800 *км*^{2}. В структурном отношении это поднятая глыба сильно дислоцированных метаморфических пород, относящаяся, вероятно, к краевой части Охотской платформы. Поднятый участок пород ограничен разломами, особенно отчетливо проявляющимися с восточной стороны, и облекается более молодыми образованиями, что обусловливает антиклинальный характер структуры. Срединный Камчатский массив сложен гнейсами, различными кристаллическими сланцами, а также предположительно мезозойскими слабо метаморфизованными осадочными и эффузивными породами. Помимо древних, здесь находится большое число небольших молодых интрузивов, что отражает значительную переработку Срединного Камчатского массива молодыми тектоническими движениями.

Ганальский выступ. На широте 54° от Срединного Камчатского массива на юго-восток отходит узкий, почти доходящий до берега океана клинообразный массив — Ганальский хребет с сильно пересеченным, типичным альпийским рельефом. Ганальский выступ представляет собой, по-видимому, горст, ограниченный разломами. По составу породы, слагающие Срединный Камчатский массив и Ганальский выступ, почти тождественны, обращает на себя внимание лишь бо́льшее количество метаморфизованных эффузивов в Ганальском хребте.

Восточно-Камчатская зона

Восточный Камчатский антиклинорий, орографически представленный Восточными хребтами (Валагинский, Кумроч, Тумрок и др.), занимает осевое положение в Восточно-Камчатской структурно-фациальной зоне. Он протягивается в северо-восточном направлении от широты г. Петропавловска до Озерновского полуострова и продолжается далее за пределами полуострова в горных сооружениях о. Карагинского и хребта Пылгинского. Антиклинорий сложен преимущественно верхнемеловыми осадочными, в меньшей степени эффузивными породами. Для него характерны крутые линейные складки северо-восточного простирания, осложненные надвигами и

[1] Грабеном эта структура была названа в 1952 г. А. Н. Нееловым и др., в последующем выяснилось более сложное строение Начикинского района. Здесь наименование «грабен» применяется условно.

http://jurassic.ru/

сбросами. С северо-запада антиклинорий на значительном протяжении ограничен крутопадающим разломом, на юго-востоке верхнемеловые породы антиклинория надвинуты на третичные. На юге полуострова антиклинорий, как и другие структуры Камчатки, испытывает резкий поворот на восток и выходит к берегу океана.

Вулканическая область (антиклинорий?) восточных полуостровов. Ряд далеко выдающихся в океан полуостровов на восточном берегу Камчатки (Шипунский, Кроноцкий, Камчатского Мыса), возможно, представляют собой в целом своеобразную антиклинальную структуру, сложенную относительно древними (преимущественно верхнемеловыми, палеогеновыми и нижнемиоценовыми) породами, в большинстве своем эффузивными и интрузивными. Характерно присутствие небольших интрузивов серпентинизированных ультраосновных пород. Структура полуостровов очень сложная, простирание слоев пород часто меняется, местами в слоистых туфогенных породах проявляется мелкая крутая, до опрокинутой, складчатость отложений. В других районах, где развиты преимущественно лавы, например на п-ове Кроноцком, наблюдаются пологие складки, разбитые разломами.

Центральный Камчатский прогиб (синклинорий) занимает обширную площадь в 65 000 *км*² между Камчатско-Корякским и Восточно-Камчатским антиклинориями. Географически он приурочен к Центральной Камчатской депрессии и находящимся на северо-восточном продолжении этой депрессии впадинам пролива Литке и залива Корфа. Это крупная унаследованная синклинальная структура, сложенная палеогеновыми и неогеновыми породами, прикрытая на большей ее площади четвертичными отложениями и поэтому очень плохо изученная. В окраинных частях прогиба, примыкающих к соседним антиклинориям, развиты вулканические и туфогенно-осадочные породы, переходящие к центру в нормальные осадочные отложения. В некоторых частях прогиба отложения принимают флишоидный характер. Судя по лучше обнаженным бортовым частям и геофизическим данным, толщи, слагающие прогиб, образуют крупные пологие складки, осложненные разрывами.

Восточный Камчатский прогиб (синклинорий) расположен между Восточным Камчатским антиклинорием и областью восточных полуостровов. Состав слагающих его пород близок к таковым Центрального Камчатского прогиба: преобладают флишоидные туфогенные отложения, мощность которых достигает 6—7 тыс. *м*. В восточном направлении, по мере приближения к восточным вулканическим полуостровам, содержание вулканического материала в третичных толщах резко возрастает. В отличие от Центрального Камчатского прогиба с его относительно пологой складчатостью, Восточный Камчатский прогиб характеризуется исключительно сильной дислоцированностью пород. Узкие крутые складки в большинстве случаев опрокинуты на юго-восток и разбиты большим числом надвигов. Значительная часть площади Восточного Камчатского прогиба покрыта четвертичными эффузивными породами.

Тюшевский прогиб (синклинорий) представляет собой наложенную неогеновую структуру и занимает узкую полосу у сочленения Восточного Камчатского прогиба и антиклинория восточных полуостровов. Наиболее отчетливо выражен и лучше всего изучен Тюшевский прогиб п-ова Кроноцкого. Неогеновые (преимущественно средне-верхнемиоценовые и плиоценовые) осадочно-туфогенные отложения сложены в пологие складки, осложненные у бортов прогиба надвигами и сбросами.

http://jurassic.ru/

Хавывенская возвышенность. У берега Укинской губы находится выход метаморфических пород, сходных по составу с породами, слагающими Срединный Камчатский массив. Площадь распространения метаморфических пород на поверхности составляет всего лишь около 300 *км*². Тектоническое положение этого выхода не вполне ясно. Вероятно, это небольшой срединный массив, полуприкрытый плащом неогеновых отложений.

Наложенные вулканические пояса

Срединный вулканический пояс располагается вдоль водораздела Срединного хребта, в его центральной и северной частях. Здесь на выровненном водоразделе хребта лежат покровы нижнечетвертичных плато-базальтов, на которых возвышаются потухшие и в той или иной степени разрушенные конусы стратовулканов и пологие поднятия щитовидных вулканов. Вулканы располагаются рядами преимущественно северо-восточного направления. Лишь на одном из них (сопка Ичинская) сохранилась слабая сольфатарная деятельность. Вулканическая зона несколько смещена от оси Камчатско-Корякского антиклинория на его северо-западное крыло. Она развилась на тыловой, вогнутой стороне внутренней вулканической дуги, которой соответствует Центрально-Камчатская вулканическая зона. Общая площадь, занятая четвертичными эффузивами Срединного пояса, составляет около 35 000 *км*².

Восточный вулканический пояс, в пределах которого сосредоточены все активно действующие вулканы Камчатки, несогласно наложен на различные тектонические районы Восточной Камчатки. Он протягивается параллельно Курило-Камчатской океанической впадине и его образование связано, очевидно, с развитием этой впадины.

http://jurassica.ru/

Глава четвертая

СТРАТИГРАФИЯ

ДОКЕМБРИЙ(?) и ПАЛЕОЗОЙ(?)

Предположительно докембрийские и палеозойские образования на Камчатском полуострове обнажаются в южной части Срединного хребта, в Ганальском хребте, на Хавывенской возвышенности [1] у п-ова Озерного, в небольших выходах по р. Аваче. В их составе присутствуют гнейсы, кристаллические сланцы и филлиты, метаморфизованные эффузивные и пирокластические породы. Впервые эти породы описал К. Дитмар в 1851—1855 гг. (1901). Более подробно они были описаны в 1897—1899 гг. К. И. Богдановичем (Bogdanovitsch, 1904), изучавшим их в Срединном хребте. Из тринадцати групп пород, которые выделил этот исследователь главным образом по петрографическим признакам (см. табл. 1), древние образования включались в группы № 4 (глинистые и различные кристаллические сланцы) и № 5 (гранито-гнейсы). К. И. Богданович считал возраст упомянутых пород не древнее верхнедевонского.

Б. В. Наливкин, совершивший в 1933 г. пересечение южных отрогов Срединного хребта по маршруту пос. Кихчик — пос. Малка, выделил среди пород, слагающих осевую часть хребта, слюдяно-сланцевую и филлитовую свиты палеозойского (?) возраста.

В 1934—1936 гг. А. В. Щербаков (1938, 1940) пересек Срединный хребет по рекам Коль, Воровской, Колпаковой, Облуковине. Его стратиграфическая схема древних, предположительно палеозойских толщ включает: слюдяно-сланцевую и гнейсовую серии, нижнюю свиту метаморфизованных эффузивов, филлитовую свиту. В определении возраста пород А. В. Щербаков, так же как и Б. В. Наливкин, придерживается точки зрения К. И. Богдановича.

В эти же годы Д. С. Харкевич, работавший совместно с А. В. Щербаковым, произвел геологические наблюдения в хребте Ганальские Востряки. Им выделяются (снизу вверх) свиты: гнейсо-амфиболитовая, филлитовая и зеленых сланцев. Эти свиты Д. С. Харкевич параллелизует соответственно со слюдяно-гнейсовой серией, и филлитов свитами метаморфизованных эффузивов А. В. Щербакова. Но, в соответствии с воззрениями В. А. Обручева (1892) и А. Н. Криштофовича (1932а), он склоняется к докембрийскому возрасту гнейсов и амфиболитов, а зеленые сланцы относит к палеозою.

М. Ф. Двали (1936б), изучавший геологическое строение восточного побережья Камчатки к югу от р. Караги, описал метаморфические породы, обнажающиеся в районе п-ова Озерного, под наименованием халывенской свиты метаморфических сланцев. Эту свиту он сопоставил с кристаллическими сланцами Ганальского хребта и придал ей широкие возрастные границы — от архея до палеозоя.

В 1940 г. Г. М. Власов и В. М. Цимбал произвели в западной части полуострова мелкомасштабную геологическую съемку. Их исследова-

[1] На топографических картах ранних изданий Хавывенская возвышенность называлась Халывенской.

http://jurassic.ru/

ния охватили метаморфизованные породы южной оконечности Срединного хребта и бассейнов рек Колпаковой и Крутогоровой. Предложенная ими стратиграфическая схема близка к схеме А. В. Щербакова, но отличается от нее тем, что филлитовая и граувакковая свиты отнесены к единому верхнепалеозойскому—нижнемезозойскому циклу осадконакопления.

В 1948 г. Б. Ф. Дьяков разработал стратиграфическую схему Юго-Западной Камчатки, Срединного и Ганальского хребтов, в которой были учтены данные предшествующих исследователей. Для докембрийских и палеозойских образований эта схема содержит следующие подразделения:

Компаковская [1] толща — архей — кембрий
Андриановская толща — (возможно ордовик)

Перерыв, несогласие

Малкинская толща — верхний силур — карбон
Кольская толща — (возможно нижняя пермь)

Выше несогласно залегает кихчикская серия, отнесенная к мезозою (верхний триас—юра) [2].

М. Ф. Двали в работе по геологическому строению Восточной Камчатки (1955) при описании стратиграфии древних толщ придерживается схемы Б. Ф. Дьякова, но считает породы, включая кольскую толщу, по возрасту не моложе нижнего палеозоя.

В 1951 г. группа геологов Дальневосточного геологического управления под руководством В. А. Ярмолюка произвела мелкомасштабную съемку почти на всей площади распространения палеозойских и докембрийских пород в Срединном и Ганальском хребтах. Ими принята в основном стратиграфическая схема Б. Ф. Дьякова, в которую были внесены некоторые изменения.

В колпаковской толще В. А. Ярмолюк считал возможным выделение двух свит: нижней, преимущественно гнейсовой, и верхней, представленной слюдяными сланцами. Было отмечено, что андриановская толща не имеет столь широкого распространения, какое ей придавал Б. Ф. Дьяков, и на колпаковской толще залегает несогласно. По времени образования она отнесена к докембрию. Возраст кихчикской серии предполагался В. А. Ярмолюком как верхнемеловой.

В 1955 г. Б. Ф. Тимофеев опубликовал данные исследования спор в метаморфических породах Срединного хребта. Обнаруженные в филлитах малкинской толщи и определенные им виды спор явились первыми прямыми данными о возрасте этих пород. По мнению Б. Ф. Тимофеева, время их накопления относится к протерозою и синию.

В 1957—1960 гг. вся площадь выхода древних пород Срединного Камчатского массива была покрыта среднемасштабной геологической съемкой (А. Ф. Марченко, М. И. Горяев, М. М. Лебедев и др.). Находки А. Ф. Марченко сравнительно молодой (верхнемеловой) фауны в слоях из верхней части кихчикской серии явились основанием для исключения этой серии из состава древних пород Срединного хребта.

Новые данные, полученные при съемках, были обобщены В. П. Моисеевым (1959), выделившим в составе древних толщ Срединного Камчатского массива новую, камчатскую серию, сложенную разнообразными кристаллическими сланцами.

[1] В новой транскрипции — колпаковская.
[2] В более поздней работе (Дьяков, Тимофеев, 1956) возраст кихчикской толщи определяется как триасовый, возможно, верхнепермский.

http://jurassic.ru/

Сопоставление стратиграфических схем допалеозойских и палеозойских толщ п-ва Камчатка

Срединный хребет (К. Е. Богданович, 1904 г.)		с. Малка — с. Кихчик, (Б. В. Наливкин, 1933 г.)		р. Колпакова, р. Коль и др. (А. В. Щербаков, 1938, 1940 г.)		Ганальский хребет (Д. С. Харкевич, 1940 г.)		р. Крутогорова, р. Быстрая (Г. М. Власов, В. М. Цимбал, 1941 г.)		Срединный хребет (Б. Ф. Дьяков, 1955, 1956 г.)			Срединный хребет (М. Ф. Двали, 1955 г.)		Срединный хребет	Ганальский хребет	Срединный хребет (А. Ф. Марченко, М. И. Горяев и др., 1961 г.)		Хавывенская возвышенность		Ганальский хребет	Срединный хребет	Ганальский хребет	Срединный хребет
															В. А. Ярмолюк (1952 г.)				М. Ф. Двали (1955 г.)		В. П. Мокроусов (1958 г.)		Охинское стратиграфическое совещание (1961 г.)	
Мезозой	Группа № 3	Мезозой (?)	Грауваккова камчатская свита 2800 м	Мезозой (?)	Свита граувакковых песчаников и аспидных сланцев 2400 м	Палеозой	Свита зеленокаменных сланцев ?	Мезозой	Филлито-граувакковая свита	Верхняя пермь — триас		Кихчикская толща 2500 м	Мезозой (триас — юра)	Кихчикская толща 2500 м	Мезозой (верхний мел)	Кихчикская толща 2300—2500 м			Мезозой (верхний мел)		Средний палеозой — мезозой			Кихчикская серия До 3000 м	Мезозой		
Палеозой моложе девона		Палеозой (?)	Филлитовая камчатская свита 3000 м	Палеозой (?)	Верхняя свита метаморфизованных эффузивов 0—2500 м	Палеозой	Филлитовая свита ?	Палеозой	Филлитовая свита 1200 м	Силур — нижняя пермь	Ганальский комплекс	Кольская толща 1500 м	Докембрий — нижний палеозой	Кольская толща 1500 м	Палеозой	Малкинская толща 2500 м			Палеозой	Малкинская серия	Синий — нижний палеозой	Малкинская серия		Квахонская свита 0—600 м	Протерозой и палеозой	Хейванская свита Более 500 м	Малкинская серия
	Группа № 5								Зеленосланцевая свита 1500 м			Малкинская толща 2500 м		Малкинская толща 2500 м		Андриановская толща 0—1500 м		Свита зеленокаменно-измененных и рассланцованных эффузивов Более 2000 м		Квахонская свита, До 1100 м				Хейванская свита Более 500 м		Стеновая свита До 2000 м	
			Филлитовая свита 1000 м				Филлитовая свита ?		Слюдяно-сланцевая и гнейсовая свита 2000 м											Стопольниковская свита 1400 м				Стеновая свита 2000—2200 м			
	Группа № 4		Слюдяно-сланцевая камчатская свита 2400 м		Нижняя свита метаморфизованных эффузивов 0—1500 м		Гнейсо-амфиболитовая свита ?					Андриановская толща 1500 м		Андриановская толща 1500 м		Свита кристаллических сланцев 2500—3000 м	Ганальская толща			Хейванская свита 1500 м			Хавывенская свита 1000—1500 м		Стеновая свита 2000—2200 м		Ганальская свита До 2000 м	Камчатская серия
				Палеозой (?)	Слюдяно-сланцевая и гнейсовая серия 5000 м	Докембрий						Колпаковская толща До 5000 м		Колпаковская толща До 5000 м	Докембрий	Колпаковская толща				Андриановская свита До 1200 м					Ганальская свита 1500—2000 м			
																Свита гнейсов 1500—2000 м			Протерозой	Камчатская серия 1800 м	Протерозой	Камчатская серия					
																				?							
																				Колпаковская серия Более 2000 м	Архей			Шихтинская свита 2000—2500 м			
																								Колпаковская серия 4000—5000 м			Колпаковская серия

Зак. 399

http://jurassic.ru/

Стратиграфическая последовательность различных толщ докембрийских и палеозойских пород по воззрениям различных авторов в общем одинакова. Имеются, однако, различные суждения о взаимоотношениях метаморфических толщ, о числе свит в той или иной серии, возрасте пород и пр. (табл. 1). Одним из важных вопросов, по которому

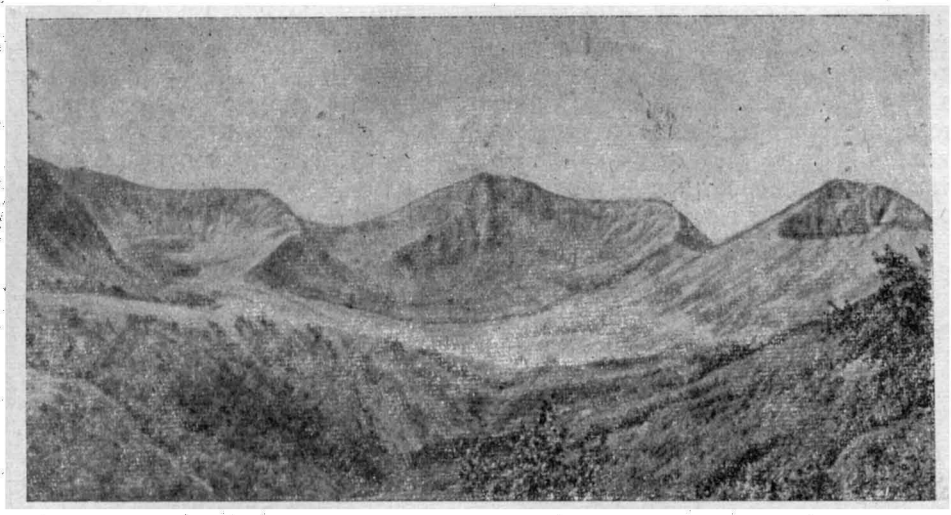


Рис. 11. Срединный хребет в верховьях р. Немтик. Фото В. П. Мокроусова

имеются различные мнения, является взаимоотношение терригенных и эффузивных метаморфических пород. По В. П. Мокроусову, зеленокаменные толщи венчают складчатые комплексы, сложенные преимущественно метаморфизованными осадочными породами, и связаны с под-

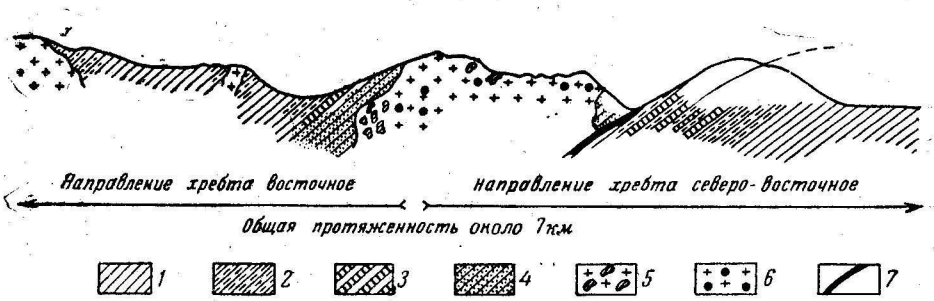


Рис. 12. Геологический разрез Срединного хребта. По В. П. Мокроусову

1 — филлиты; *2* — филлиты с большим содержанием биотита; *3* — кристаллические сланцы с андалузитом и ставролитом; *4* — контактово-измененные породы; *5* — кварцевые диориты с ксенолитами роговиков; *6* — кварцевые диориты, содержащие гранат; *7* — дайка диоритового порфирита

стилающими метаморфизованными породами постепенными переходами. По мнению А. Ф. Марченко, М. И. Горяева и др., зеленокаменные толщи отделены от нижележащих метаморфизованных осадочных толщ крупными несогласиями и тесно связаны с вышележащими складчатыми комплексами.

Принципиально отличную точку зрения о возрасте и взаимоотношениях метаморфических толщ Срединного и Ганальского хребтов высказал М. М. Лебедев. По мнению М. М. Лебедева, возраст всех ме-

http://jurassic.ru/

таморфических толщ указанных районов меловой; отличия пород Срединного Камчатского массива и Ганальского выступа от верхнемеловых пород других районов Камчатки обусловлены их метаморфизмом в локальных зонах.

Срединный хребет

Докембрийские(?) и палеозойские(?) породы на юге Срединного хребта обнажаются в осевой его части, протягиваясь вдоль водораздела примерно на 270 *км* (рис. 11, 12). Площадь распространения их около 9000 *км*^{2}. В западных и восточных предгорьях древние породы несогласно перекрываются мезозойскими (верхнемеловыми или, возможно, более древними) отложениями. В структурном отношении метаморфический комплекс представляет ядро горст-антиклинория Срединного Камчатского массива.

Стратиграфическая схема этого района включает следующие подразделения:

Протерозой(?) — колпаковская серия
камчатская серия
шихтинская свита
андриановская свита

Синий — нижний палеозой(?) — малкинская серия
стеновая свита
хейванская свита
квахонская свита

Протерозой(?)

Колпаковская серия

Породы предположительно архейского или протерозойского возраста составляют колпаковскую серию. Они распространены в осевой части хребта в полосе шириной от 20 до 35 *км*, которая протягивается почти меридионально на 160 *км*, от окрестностей вулкана Хангар до бассейна р. Правый Кихчик. В состав серии входят биотитовые, амфибол-биотитовые, амфиболовые, силлиманитовые и другие гнейсы, мигматиты, незначительное количество кристаллических сланцев и амфиболитов.

По внешнему облику породы отличаются отчетливыми гнейсовыми, иногда плойчатыми текстурами, обладают серой, буровато-серой, зеленовато-серой или темно-зеленой окраской.

Гнейсы по минералогическому составу относятся к существенно кварц-плагиоклазовым разностям. Они содержат плагиоклаз (олигоклаз — андезин) 50—70%, кварц 35—40%, прочих минералов (биотита, мусковита, силлиманита, граната, амфибола) 10—35%; акцессории — графит (до 1—3%), циркон, апатит, сфен, рудные минералы. Характерной особенностью гнейсов является низкое содержание или полное отсутствие калиевого полевого шпата. Плагиогнейсы иногда переходят в кристаллические сланцы, в которых можно наблюдать реликтовые структуры и текстуры осадочных пород псаммитового облика. Местами встречаются гнейсы, содержащие калиевый полевой шпат в количестве до 30%. Такие разности имеют обычно более грубую гнейсовую, часто очковую текстуры и более или менее сохранившиеся структуры гранитоидов и относятся, видимо, к ортопородам — гранито-гнейсам. Среди плагиогнейсов они залегают в виде линзообразных тел, имеющих согласное с ними направление гнейсоватости. Иногда выходы их за-

http://jurassic.ru/

нимают значительные площади, как, например, в верховьях рек Хейвана и Сивцевской.

Кристаллические сланцы по внешнему виду напоминают гнейсы, отличаясь от них тем, что в своем составе содержат большое количество кварца (40—50%), цветных минералов и имеют более совершенные, чем у гнейсов, сланцеватые текстуры и мелкозернистые структуры.

Амфиболиты состоят из обыкновенной зеленой роговой обманки или актинолита и плагиоклаза. Они имеют зеленовато-серый и темно-зеленый цвет, сланцеватую и массивную, иногда полосчатую текстуры. Последняя обусловлена тонким чередованием темных и светлых полосок, образованных соответственно амфиболом и кварцплагиоклазовыми агрегатами.

Мигматиты встречаются довольно часто. Они представляют собой массивные, очень крепкие породы, густо пронизанные тонкими кварц-полевошпатовыми инъекциями с мелкой птигматитовой плойчатостью.

Разрезы колпаковской серии представляют собой монотонное чередование пластов мощностью от нескольких сантиметров до 1—2 *м*, реже породы, более или менее однородные по составу, образуют пачки мощностью от одного до нескольких десятков метров. Смена пород в разрезах происходит обычно без резких границ: гнейсы постепенно переходят в гранито-гнейсы или кристаллические сланцы. У гранито-гнейсов встречаются и четкие контакты. Поля мигматитов нередко обнаруживают пространственную и, видимо, генетическую связь с гранито-гнейсами, но известны участки, где непосредственно связь мигматитов с интрузиями не устанавливается, например, в верховьях р. Левой Воровской.

Примером, иллюстрирующим строение колпаковской серии, может служить разрез в бассейне р. Золотой (севернее вулкана Хангар), отличающийся обилием амфиболсодержащих пород. Описание его (снизу вверх) приводится по материалам М. И. Горяева.

1. Грубополосчатые биотито-гранато-силлиманитовые гнейсы буровато-серого цвета с «будинами» кварца	200 *м*
2. Темно-серые биотито-гранатовые микрогнейсы с силлиманитом; порфиробласты граната (альмандина) достигают 0,5 *см* в поперечнике	130 „
3. Серые среднезернистые амфиболовые гнейсы	60 „
4. Биотито-амфиболовые мелкозернистые гнейсы темно-серого цвета	120 „
5. Мусковито-хлоритовые гнейсы серого цвета среднезернистые	60 „
6. Амфибол-гранатовые грубополосчатые гнейсы зеленовато-серого цвета	70 „
7. Биотит-гранато-амфиболовые гнейсы зеленовато-серые с порфиробластами (до 5 *мм*) граната	120 „
8. Биотито-гранато-кианито-силлиманитовые гнейсы с турмалином, узловатые, темно-серые	70 „
9. Двуслюдяные, грубополосчатые узловатые гнейсы с хлоритизированным биотитом	35 „
10. Биотито-амфиболовые зеленовато-серые гнейсы мелкокристаллические	230 „
11. Биотито-гранато-силлиманитовые гнейсы, буровато-серые	15 „
12. Задерновано	80 „
13. Биотитовые гнейсы с силлиманитом темно-серые	85 „
14. Биотито-мусковито-кианитовые микрогнейсы, темно-серые	100 „
15. Двуслюдяные гранато-силлиманитовые гнейсы, темно-серые с буроватым оттенком	65 „
16. Двуслюдяные кианито-гранатовые микрогнейсы с силлиманитом	120 „
17. Биотито-гранатовые гнейсы с силлиманитом, серые	150 „
18. Биотито-силлиманитовые микрогнейсы с гранатом, серые	60 *м*
19. Двуслюдяные кианито-гранатовые гнейсы, буровато-серые, с нацело хлоритизированным биотитом	30 „
20. Переслаивание грубо- и тонкополосчатых двуслюдяных гранато-ставролито-силлиманитовых гнейсов, в основном серого цвета с буроватым оттенком	150 „

http://jurassic.ru/

21. Биотито-хлорито-гранатовые гнейсы с силлиманитом, грубополосчатые, серые . . . . . 20 *м*

Последние контактируют с гнейсированными гранитами протерозойского(?) возраста. Общая видимая мощность гнейсов по разрезу составляет 1980 *м*.

По мнению М. И. Горяева, для этого района характерна следующая закономерность в распределении различных по составу гнейсов: в основании залегает голща гнейсов грубополосчатых, мигматизированных; средняя часть разреза (около 500 *м*) представлена амфиболсодержащими гнейсами; в верхней преобладают биотито-гранатовые гнейсы с силлиманитом и кианитом. Не исключена возможность, что последние относятся к камчатской серии.

В верховьях р. Евсейчихи В. П. Мокроусовым описан разрез колпаковской серии, также характеризующийся несколько увеличенным против обычного содержанием амфиболовых разностей гнейсов. Здесь снизу вверх залегают:

1. Биотито-амфиболовые гнейсы видимой мощностью	около 100 *м*
2. Амфиболовые гнейсы со сфеном	40 „
3. Биотито-амфиболовые гнейсы	30 „
4. Амфиболовые гнейсы со сфеном	50 „
5. Амфиболовые гнейсы с пироксеном	40—60 „
6. Задерновано	около 100 „
7. Гранато-силлиманито-биотитовые гнейсы	60 „
8. Гранато-биотитовые гнейсы	40 „
9. Амфиболовые и биотитовые сланцы	около 100 „

Сходные разрезы отмечены в верховьях рек Левой и Средней Воровской и Пымты, где для гнейсов характерно значительное содержание силлиманита. Наряду с этим наблюдаются разрезы, в которых плагиогнейсы чередуются с кристаллическими сланцами и последние преобладают. Например, по р. Стратиковской наблюдалась следующая последовательность пород:

1. Гранато-хлоритовые и гранато-амфиболитовые сланцы	50 *м*
2. Гранато-амфиболо-биотитовые гнейсы	80 „
3. Эпидото-гранато-хлоритовые сланцы	30 „
4. Эпидото-амфиболовые сланцы	100 „

Два последних горизонта прорываются интрузивом пироксенитов.

Отсутствие маркирующих горизонтов в гнейсовом комплексе, сложные складчатые и дизъюнктивные дислокации, которым подвергались породы, затрудняют составление детальных разрезов при мелкомасштабных съемках. Гнейсы, содержащие силлиманит, располагаются в осевой части главной антиклинальной структуры. Местами отмечена их приуроченность к ядрам антиклиналей второго порядка. Гранат-биотитовые и биотитовые гнейсы без силлиманита распространены более широко, слагая и крылья антиклинальных структур. Эта закономерность позволяет сделать вывод о том, что нижняя часть разреза колпаковской серии представлена силлиманитсодержащими гнейсами, а более высокие горизонты сложены гнейсами без силлиманита. Однако, по наблюдениям М. И. Горяева, для самой верхней части разреза гнейсовой толщи р. Золотой характерны силлиманитсодержащие гранат-биотитовые гнейсы, обогащенные кианитом.

Метаморфизм пород колпаковской серии имеет региональный характер. Гнейсы в центральной части Срединного хребта занимают площадь более 5000 *км*^{2}. Для них наиболее характерны следующие минеральные ассоциации:

1. Плагиоклаз — кварц — биотит — (мусковит) — гранат.
2. Плагиоклаз — кварц — биотит — силлиманит — (мусковит).
3. Плагиоклаз — кварц — биотит — гранат — ставролит — силлиманит.

http://jurassic.ru/

4. Плагиоклаз — кварц — роговая обманка.
5. Плагиоклаз — кварц — роговая обманка — биотит — (гранит) [1].

Ассоциации 1—3 характеризуют преимущественно породы, образовавшиеся из первичноглинистых и песчано-глинистых отложений. Ассоциации 4—5 относятся к глинисто-мергелистым и частично эффузивно-туфовым породам, превращенным в амфиболсодержащие гнейсы. Иногда встречаются гнейсы с андалузитом, кордиеритом и дистеном, причем последний приурочен к гнейсам, находящимся в зонах разломов. Эти минеральные ассоциации колпаковской серии соответствуют амфиболитовой фации прогрессивного регионального метаморфизма.

О возрасте пород колпаковской серии существуют различные мнения: одни исследователи считают их архейскими (Криштофович, 1932а), другие придают им более широкий возрастной интервал — от архея до нижнего палеозоя (Дьяков, 1955), третьи считают их палеозойскими (Щербаков, 1938) и, наконец, некоторые склоняются к тому, что это образования позднемелового (М. М. Лебедев, 1958 г.) или даже третичного времени (Штемпель, 1957). По мнению В. П. Мокроусова, не исключена возможность архейского возраста пород на основании следующих данных:

1) метаморфизм пород имеет региональное распространение и протекал в условиях амфиболитовой фации, характерной для докембрийских комплексов и глубинных зон орогенных областей, известных в СССР и за рубежом (табл. 2); 2) породы колпаковской серии представляют собой наиболее низкие части стратиграфического разреза Камчатки, на которых несогласно(?) залегают мощные толщи сильно метаморфизованных пород камчатской и малкинской серий, причем в последней обнаружены споры, встречающиеся в протерозойских, синийских и нижнекембрийских отложениях [2].

По мнению А. Ф. Марченко, более вероятен протерозойский возраст серии по следующим соображениям: 1) в разрезе серии отсутствуют гиперстеновые гнейсы, характерные для архейских образований; 2) гнейсы колпаковской серии имеют весьма тесную связь с гнейсами и сланцами камчатской серии, возраст которой и В. П. Мокроусов считает протерозойским. Более сложные дислокации пород колпаковской серии, интенсивная мигматизация их могут быть связаны с особыми условиями метаморфизма.

На геологической карте возраст колпаковской серии условно принят протерозойским.

Вскрытая мощность серии ориентировочно определяется в 3000—4000 *м*.

Камчатская серия

Образования, относимые к камчатской серии, распространены в среднем течении р. Золотой, в истоках р. Левой Колпаковой, откуда узкой полосой (6—8 *км*) прослеживаются в южном направлении. Менее значительные выходы отмечены в верховьях рек Воровской и Пеницы. В строении серии преимущественное значение имеют различные кристаллические сланцы.

Шихтинская свита. Нижняя часть камчатской серии, выделяемая под названием шихтинской свиты, обнажается в бассейне р. Колпаковой, в частности, по ее притоку — р. Шихтинской, где, по

[1] В скобках указаны минералы, которые в минеральной ассоциации могут отсутствовать.

[2] Споры эти изучены плохо и их принадлежность к протерозойским и нижнепалеозойским отложениям достоверно не доказана. — *Прим. ред.*

http://jurassic.ru/

Сопоставление допалеозойских и палеозойских толщ

Камчатский полуостров	Полуостров Тайгонос	Верховье р. Омолон	Корякское нагорье, Пенжинский кряж
В. П. Мокроусов (1958 г.)	По материалам стратиграфического сове		
Малкинская серия (Sn — Pz_1) Филлиты (кварц-серицитовые сланцы), филлитизированные песчаники, метаморфизованные эффузивы Споры: *Protoleiosphaeridium conglutinatum, Bothroligotriletes exasperatus, Trachyoligotriletes, minutus, Stenozonoodium stroboliforme* и др. 5000 *м*	Кварциты, красные известняки с водорослевыми образованиями (Sn)	Зеленовато-серые филлиты, кварциты (Sn)	Янданайская свита (Sn) Кварц-серицитовые сланцы (филлиты) Споры: *Leioligotriletes minutissimus, L. compactus, Mycteroligotriletes marmoratus* и др. Более 500 *м*
Камчатская серия (Pt) Слюдистые, амфиболовые и другие кристаллические сланцы Более 3000 *м*	Слюдистые кварциты, двуслюдяные, биотитовые и амфиболовые сланцы (Pt)	Антофиллито-магнетитовые кварциты, кварц-хлорито-мусковитовые сланцы (Pt)	
Колпаковская серия (Ar?) Гнейсы биотитовые, амфиболовые, слюдисто-амфиболовые с гранатом, силлиманитом 4000—5000 *м*	Гнейсы роговообманковые, биотито-роговообманковые, биотитовые, мусковитовые, гранатовые, амфиболиты (A)	Гнейсы биотитовые, биотито-гранатовые, биотито-роговообманковые, диопсидовые, кальцифиры (A)	

В. П. Мокроусову, наблюдается несогласный контакт ее с гнейсами колпаковской серии.

Описываемый В. П. Мокроусовым разрез начинается пачкой своеобразных кварц-клиноцоизитовых кристаллических сланцев мощностью 150—200 *м*. Сланцы по всей мощности разлинзованы (будинированы). Будины представляют собой короткие линзы или эллипсовидные тела размером от нескольких сантиметров до 0,5—0,6 *м* по длинной оси. Внутренняя часть крупных будин состоит из массивной, очень крепкой эпидото-кварц-цоизитовой (клиноцоизитовой) породы. К периферии массивное ядро постепенно концентрически рассланцовывается и пере-

http://jurassic.ru/

Таблица 2

Камчатского полуострова с окружающими областями

Чукотский полуостров	Новосибирские острова	Аляска	Япония
щания в Магадане (1957 г.)		Ф. Смит (Smith, 1939 г.), А. Ирдли (1954 г.) и др.	Х. Исоми, К. Хираяма и др. (1956 г.)
Кварц-серицитовые и пр. кристаллические сланцы, мраморизованные известняки, амфиболиты (Pt_2) 3000 *м*	Бурустасская свита (Sn) Серицито-хлорито-кварцевые сланцы, рассланцованные песчаники Споры: *Trachyoligotriletes incrassatus, Botroligotriletes exasperatus, Stenozonoligotriletes sokolovi* и др.	Тинди (Tindir) группа Доломиты, сланцы, кварциты, измененные эффузивы Номская группа (нижняя часть) Филлиты, кварц-хлорит-альбитовые сланцы и пр. Серия берч-крик и ее аналоги в районах Коснэ-Руби, Кейу-Хилс, Бивер Филлиты, кварц-хлоритовые, кварц-слюдистые сланцы	Комплекс самбагава-микабу (острова Хонсю и Кюсю), серия обоке (о-в Сикоку) Различные метаморфические сланцы фации зеленых сланцев регионального метаморфизма
Биотитовые, амфиболовые сланцы и амфиболиты, редкие прослои мраморов (Pt)	Кристаллические сланцы пироксено-плагиоклаз-амфиболовые, эпидот-амфиболовые (Pt) 2000 *м*	Серия берч-крик, группа киглуэйк Глубоко метаморфизованные кристаллические породы	
Плагиогнейсы биотитовые, силлиманитовые, биотит-амфиболовые и др. мигматиты, подчиненное количество кристаллических сланцев и мраморов (A)			

ходит в кварц-эпидот-роговообманковые сланцы. Мелкие будины массивного ядра не имеют, а полностью концентрически сланцеваты [1]. Выше разрез наращивают гранато-ставролито-мусковито-биотитовые сланцы, видимой мощностью 250—300 *м*. Сланцы прослежены по простиранию на 500—600 *м*.

Подобные же разлинзованные кварц-цоизитовые сланцы наблюдаются в 15 *км* от описываемого разреза выше по р. Шихтинской, что

[1] М. М. Лебедев (1962) считает эти образования конкрециями. Помимо клиноцоизита, он отмечает присутствие в них диопсида.

http://jurassic.ru/

указывает на значительное распространение этого горизонта. Здесь на биотито-амфиболовых гнейсах, слагающих хребет вблизи водораздела, залегают кварц-цоизитовые сланцы. Гнейсы имеют выдержанное падение на запад под углом 25—30°. Кварц-цоизитовые сланцы имеют падение на юго-запад под углом 15°. Разрез продолжается в хребте на левобережье р. Шихтинской, где снизу вверх по разрезу выделяются три пачки:

1. Ставролито-гранато-биотито-кварцевые сланцы, имеющие отчетливую слоистость, по которой они раскалываются на плитки толщиной в несколько сантиметров . . . . . 500 *м*

2. Переслаивающиеся ставролито-гранато-биотито-кварцевые сланцы и сланцы того же состава, но содержащие пылевидные черные частицы (графит), располагающиеся по сланцеватости тонкими линзами и прослойками; количество их составляет в среднем 7—10%. Отдельные слои имеют мощность от нескольких сантиметров до нескольких десятков сантиметров, а мощность пачек сланцев однородного состава варьирует в пределах от 5—10 до 50—60 *м*. В средней части пачки залегают два пласта биотитовых гнейсов мощностью по 7—10 *м*. Вверх по разрезу количество пластов черных сланцев с графитом постепенно увеличивается 400 „

3. Пачка графитистых ставролито-гранато-биотито-кварцевых сланцев с частым переслаиванием однородных по составу пород, отличающихся в отдельных пластах небольшими изменениями в структуре . . 400—500 „

Суммарная мощность описанного разреза составляет приблизительно 1300—1400 *м*.

Полная мощность свиты, по В. П. Мокроусову, ориентировочно 2000—2500 *м*.

Терригенная часть разреза камчатской серии, по представлениям А. Ф. Марченко, имеет несколько иное строение. Нижнюю часть разреза занимают мелкозернистые гнейсы, верхнюю — слюдяные сланцы.

Гнейсы камчатской серии представляют собой серые или темно-серые мелкозернистые породы, которые макроскопически иногда с трудом отличаются от слюдяных сланцев. Главными минералами гнейсов являются плагиоклаз — андезин (40%), кварц (30—40%), биотит (15—20%). Размер зерен основных породообразующих минералов 0,3—0,5 *мм*. Иногда, обычно вблизи контакта с телами гранитоидов, появляется калиевый полевой шпат. Гнейсоватость выражена довольно ясно, но грубополосчатые текстуры не характерны, а иногда встречаются массивные разности. По всем этим признакам толща гнейсов в целом отличается от колпаковской серии, для которой свойственны преобладание крупнозернистых разностей и отчетливо выраженная полосчатая текстура. Наиболее распространенными являются биотитовые, биотито-гранатовые, биотито-мусковитовые гнейсы, иногда обогащенные силлиманитом. Реже встречаются биотито-амфиболовые и амфиболовые гнейсы.

Наиболее полный разрез толщи гнейсов камчатской серии описан Ю. С. Перевозчиковым и А. Ф. Марченко в 1958 г. в среднем течении р. Правой Сивцевской на восточном склоне высоты 1748 *м*. Здесь снизу вверх обнажаются:

1. Светло-серые мелкозернистые биотито-мусковитовые гнейсы . . . 30 *м*
2. Задерновано . . . . . 50 „
3. Мелкозернистые биотито-мусковитовые гнейсы . . . . . 25 „
4. Задерновано . . . . . 30 „
5. Серый мелкозернистый биотитовый гнейс с линзовидными секущими жилами кварца . . . . . 50 „
6. Задерновано . . . . . 15 „
7. Биотитовые гнейсы, аналогичные слою 3 . . . . . 40 „
8. Серые тонкослоистые биотито-силлиманитовые гнейсы с гранатом, похожие на слюдяные сланцы . . . . . 40 „
9. Серые биотито-силлиманитовые гнейсы с маломощными прожилками безрудного кварца . . . . . 15 „

http://jurassic.ru/

10. Задерновано	20 *м*
11. Гнейсы, аналогичные слою 6	15 „
12. Серые, тонкослоистые, мелкокристаллические биотитовые гнейсы с маломощными линзовидными прожилками кварца	40 „
13. Серые, биотитовые, среднезернистые гнейсы	80 „
14. Биотитовые гнейсы, переходные к сланцам	50 „
15. Среднекристаллические гнейсы биотитовые с мусковитом; характерно обилие линзовидных включений кварца	80 „
16. Задерновано	30 „
17. Светло-серые биотито-мусковитовые гнейсы с частыми линзовидными прожилками кварца мощностью до 0,4 *м*	120 „
18. Серые, мелкозернистые, тонкополосчатые гнейсы	400 „

Суммарная мощность разреза 1150 *м*.

Подобные гнейсы залегают в нижней части разреза камчатской серии не только в бассейне р. Сивцевской, но и по рекам Золотой, Квахоне, Хейван, Воровской и др., что свидетельствует о региональном распространении описанной толщи. Мощность толщи колеблется от 400 *м* на западных склонах Срединного хребта до 2000 *м* на восточных.

Стратиграфически выше залегает толща, представленная преимущественно слюдяными сланцами; она прослеживается от р. Облуковины на севере до р. Дукук на юге. При этом на востоке Срединного Камчатского массива слюдяные сланцы, так же как и гнейсы, имеют более широкое распространение, чем на западе. Характерной особенностью толщи является преобладание в разрезе слюдяных сланцев с гранатом, ставролитом, кианитом, реже силлиманитом. Иногда, особенно часто вблизи контактов со слюдяными гранитами, в сланцах, помимо граната и ставролита, появляются порфиробласты андалузита, которые обычно замещены слюдистыми минералами. Мелкозернистые гнейсы играют подчиненную роль и залегают в виде разрозненных пачек мощностью до 50 *м*.

Довольно наглядно характеризует строение толщи сланцев камчатской серии разрез, составленный А. Ф. Марченко по р. Колпаковой (снизу вверх):

1. Биотитовые лейкократовые гнейсы мелкозернистые. Видимая мощность	10 *м*
2. Задерновано	50 „
3. Светло-серые биотитовые сланцы	50 „
4. Биотито-гранатовые сланцы.	100 „
5. Осыпь; в делювии преобладают биотито-гранатовые сланцы, реже мелкозернистые гнейсы	200 „
6. Чередование биотито-гранатовых сланцев и лейкократовых гнейсов	50 „
7. Тонкослоистые кварцитовидные сланцы	50 „
8. Биотито-гранатовые сланцы с крупными вкрапленниками граната	200 „
9. Полосчатые биотитовые сланцы	100 „
10. Биотито-гранатовые сланцы	100 „
11. Биотитовые сланцы с крупными единичными чешуйками биотита	100 „
12. Биотито-гранатовые сланцы типа слоя 8 с прослоями светло-серых биотитовых гнейсов	300 „
13. Чередование биотитовых и биотито-гранатовых сланцев	100 „
14. Гнейсы типа слоя 12	100 „
15. Биотито-гранатовые сланцы	100 „

Суммарная мощность разреза 1500—1600 *м*.

Андриановская свита. Под наименованием андриановской свиты, впервые выделенной Б. Ф. Дьяковым (1955), описаны метаморфизованные эффузивы и кварцитовидные полосчатые сланцы, залегающие согласно на гнейсах и кристаллических сланцах колпаковской толщи. Последующие исследования показали, что Б. Ф. Дьяковым в толщу метаморфизованных эффузивов включены, кроме древних, также и значительно более молодые породы, завершающие разрез стратиграфически более высокой малкинской серии. Сейчас под андриановской свитой понимаются метаморфизованные эффузивы, залегаю-

http://jurassic.ru/

щие на сланцах шихтинской свиты. Взаимоотношения андриановской свиты с нижележащей шихтинской в достаточной степени не выяснены. По мнению В. П. Мокроусова, андриановская свита согласно залегает на шихтинской. А. Ф. Марченко и М. И. Горяев предполагают между этими свитами несогласие и исключают поэтому андриановскую свиту из состава камчатской серии, относя ее к вышележащей малкинской серии. Несогласие, по А. Ф. Марченко и М. И. Горяеву (1959 г.), проявляется залеганием андриановской свиты на различных горизонтах камчатской и колпаковской серий и присутствием в андриановской свите линз метаморфизованных конгломератов с галькой гнейсов.

Распространение свиты установлено в бассейнах рек Золотой, Андриановки, Хейвана и в верховьях Средней Воровской. Для ее пород характерна зеленая, серо-зеленая, иногда светло-серая окраска, тонкосланцеватые, полосчатые, реже массивные текстуры.

Разрез свиты описан В. П. Мокроусовым в хребте по правобережью р. Этыканенди, являющейся притоком р. Золотой. Здесь слоистыми пачками мощностью по 50—75 *м* залегают следующие породы (снизу вверх):

1. Сланцы амфиболо-слюдистые и слюдисто-амфиболовые, инъецированные кварцем.
2. Сланцы хлорито-биотито-роговообманковые, полосчатые.
3. Сланцы гранато-мусковито-биотито-кварцевые с линзами и пластами эпидото-актинолитовых пород.
4. Актинолитовые сланцы.
5. Сланцы гранато-ставролито-слюдистые.
6. Сланцы слюдисто-кварцевые светло-серого, почти белого цвета.
7. Сланцы биотито-актинолитовые.
8. Сланцы гранато-биотито-кварцевые.

Суммарная мощность видимого разреза составляет 500—600 *м*.

По одному из левых притоков р. Богдановича В. П. Мокроусовым в 1955 г. отмечены сланцеватые породы, состоящие из кварца с тонкими (в доли миллиметра) пропластками слюдисто-хлоритового материала. Эти породы сходны со слюдисто-кварцевыми сланцами слоя 6 приведенного выше разреза. Они согласно подстилаются слюдистыми углистыми сланцами. Подобные же породы встречены на водоразделе рек Андриановки и Стратиковской. Далее на юг они прослежены в виде узкой полосы вдоль р. Левой Андриановки М. И. Горяевым в 1957 г. Последний указывает, что в этом районе в строении свиты вместе со слюдисто-кварцевыми и хлорито-кварцевыми сланцами участвуют актинолитовые, актинолито-кварцевые и плагиоклазо-актинолито-кварцевые сланцы. Разрез андриановской свиты подробно описан М. И. Горяевым в 1959 г. по обнажениям на водоразделе рек Хейван и Халтун. Здесь снизу вверх залегают:

1. Гранато-ставролитовые сланцы шихтинской свиты	
2. Кварц-биотито-актинолитовые сланцы андриановской свиты . . .	200 *м*
3. Актинолитовые сланцы, темно-зеленые, массивные	300 „
4. Эпидотизированные актинолитовые сланцы	280 „
5. Кварц-альбито-актинолито-хлоритовые сланцы	50 „
6. Кварц-эпидото-хлорито-амфиболовые сланцы	75 „
7. Биотито-актинолитовые сланцы	160 „
8. Кварц-хлорито-актинолитовые сланцы конгломератовидные . . .	40 „
9. Актинолитовые сланцы темно-зеленые	150 „
10. Альбитизированный рассланцованный кордиерит эпидотизированный	50 „
11. Актинолитовые сланцы, темно-зеленые	150 „
12. Филлиты хейванской свиты, залегающие согласно без каких-либо следов контактового метаморфизма	

Суммарная мощность разреза 1455 *м*.

http://jurassic.ru/

В ряде случаев в актинолитовых сланцах при микроскопическом исследовании обнаруживаются реликты структур эффузивов и туфов, чаще первичная природа материнских пород не устанавливается. Возможно, что некоторые из них произошли за счет метаморфизма осадочных мергелистых пород. Средняя мощность свиты, по В. П. Мокроусову, составляет 500—700 *м*; А. Ф. Марченко и М. И. Горяев определяют ее в 1200—1500 *м*.

Данных о взаимоотношениях камчатской серии с колпаковской очень мало. Приведенные выше наблюдения В. П. Мокроусова несогласного залегания нижнего кварц-цоизитового горизонта шихтинской свиты на гнейсах колпаковской серии являются по существу единственными наблюдениями непосредственного их контакта. Косвенные данные о несогласии этих стратиграфических подразделений приведены Г. П. Гуковым в 1957 г. Он указывает, что по правобережью р. Правой Колпаковой кристаллические сланцы, слагающие верхнюю часть хребта, залегают с азимутом падения ЮЗ 200—210°, под углом 5—15°. Подстилающие их гнейсы, обнажения которых располагаются на 200 *м* ниже по склону, имеют падение по азимуту ЮЗ 250°, под углом 50° и смяты в мелкие складки. Приведенные элементы залегания пород хорошо выдерживаются на протяжении 5—6,5 *км*. А. В. Аксенович в 1957 г. отметил, что по р. Андриановке у контакта между гнейсовой серией и кристаллическими сланцами, в соседних выходах этих пород (расстояние около 50 *м*), гнейсы залегают с азимутом падения ЮВ 110° под углом 50°, а кристаллические сланцы имеют азимут падения СВ 50°, угол 50°. Тектонических нарушений между гнейсами и кристаллическими сланцами в указанных местах не наблюдалось, поэтому авторы предполагают наличие углового несогласия [1].

Наряду с данными о несогласном залегании рассматриваемых стратиграфических подразделений существуют мнения о постепенном переходе от гнейсов к кристаллическим сланцам и согласном их залегании (М. И. Горяев).

Как видно из описания свит, входящих в состав камчатской серии, слагающие их кристаллические сланцы произошли в результате метаморфизма двух генетических типов пород: песчано-глинистых и отчасти мергелистых отложений и эффузивно-туфовых образований.

Характерными минеральными ассоциациями являются:

1. Кварц—биотит—(мусковит).
2. Кварц—биотит—(мусковит)—плагиоклаз.
3. Кварц—биотит—(мусковит)—гранат—ставролит—плагиоклаз.
4. Кварц—плагиоклаз—роговая обманка—(биотит).
5. Кварц—(плагиоклаз)—роговая обманка—биотит—гранат.
6. Кварц—цоизит—эпидот.
7. Альбит—роговая обманка—эпидот—(хлорит).

В большинстве случаев упомянутые комплексы минералов могут развиваться при метаморфизме как осадочных, так и изверженных пород. Более определенные указания в этом отношении дает ассоциация 6, характерная для регионально-метаморфизованных изверженных пород основного состава. Метаморфизм пород, в которых возникли данные минеральные ассоциации, протекал в условиях амфиболитовой и частично альбито-эпидото-амфиболитовой фаций регионального метаморфизма.

Так же как и для колпаковской серии гнейсов, в кристаллических сланцах камчатской серии широко проявлены процессы диафтореза.

[1] В необнаженном интервале разреза (50 *м*) может проходить разлом. — *Прим. ред.*

http://jurassic.ru/

Протерозойский возраст пород камчатской серии определяется в значительной мере условно на основании того, что они подстилают малкинскую серию, в филлитах которой обнаружены протерозойские, синийские и нижнекембрийские споры. Приведенные выше аналогии дополняют это заключение.

Мощность серии ориентировочно 2500—3200 *м*.

Синий(?)— нижний палеозой(?)

Малкинская серия

Малкинская серия обнажается на обоих склонах Срединного хребта. Она состоит из трех согласно залегающих свит, различающихся по литологии и стратиграфическому положению: нижняя (стеновая) и верхняя (квахонская) свиты представлены преимущественно метаморфизованными эффузивами и туфами, средняя (хейванская) сложена филлитами и филлитизированными алевролитами. Наиболее выдержанной по площади является хейванская свита.

Стеновая свита. Нижняя свита малкинской серии не имеет повсеместного распространения и мало изучена. Основным районом ее развития является Ганальский хребет. В составе пород преобладают амфиболиты и другие породы, представляющие собой рассланцованные кислые и средние эффузивы. Мощность свиты 150—300 *м*.

Хейванская свита. Породы, слагающие хейванскую свиту, представлены филлитами и филлитизированными алевролитами. Они имеют широкое распространение на крыльях главной антиклинальной структуры Срединного Камчатского массива.

Макроскопически породы отличаются темно-серым до черного, серым и зеленовато-серым цветом, обладают сланцеватыми, часто плойчатыми текстурами, в результате чего легко раскалываются на плоские или щеповидные вытянутые обломки с шелковистым, а иногда полуметаллическим блеском на поверхностях сланцеватости. В обнажениях среди таких пород часто наблюдаются послойные кварцевые жилы, линзы и желваки молочно-белого, иногда слегка окрашенного гидроокислами железа, непрозрачного кварца. Мощность жил варьирует в пределах от нескольких сантиметров до 0,8 *м*. На отдельных участках филлиты пронизаны густой сетью очень мелких кварцевых прожилков. В составе свиты присутствуют пласты кварцитов.

При микроскопическом исследовании установлено, что породы представляют собой преимущественно кварц-серицитовые или реже кварц-серицит-хлоритовые сланцы с бластопелитовой или бластоалевропелитовой, реже бластопсаммитовой структурами. В сланцах почти всегда присутствует некоторое количество углистого (графитистого?) вещества. Нередко в филлитах содержится небольшое количество чешуек биотита и зерен граната.

Вблизи интрузивов гранитоидов филлиты подвергаются сильным контактовым изменениям с образованием ореолов роговиков и кристаллических сланцев мощностью до нескольких сотен метров. Глубоко измененные контактово-метаморфические породы внешне трудноотличимы от некоторых регионально-метаморфических сланцев камчатской серии.

В связи с тем что породы хейванской свиты очень однообразны и среди них не установлено надежных маркирующих горизонтов при сложной складчатости и интенсивно проявленных дизъюнктивных нарушениях, составление ее разрезов затруднительно.

Некоторые данные о стратиграфическом строении свиты были получены С. В. Сендеком в 1957 г. Он указывает, что нижнюю часть ви-

http://jurassic.ru/

димого разреза хейванской свиты по р. Алистор слагают метаморфизованные мелко- и среднезернистые песчаники, среди которых в подчиненном количестве залегают филлиты. Стратиграфически выше, в средней части, песчаников становится меньше, а в разрезе преобладают филлиты, которые в свою очередь согласно перекрываются метаморфизованными туфами и эффузивами, превращенными в актинолито-хлоритовые и другие сланцы.

А. Ф. Марченко в том же районе в полосе филлитов, протягивающейся из бассейна р. Хейван на юго-восток в бассейн рек Правой и Левой Колпаковой, установил в 1957 г. три согласно пластующиеся толщи (снизу вверх): 1) филлиты, углистые сланцы, кварциты; 2) метаморфизованные песчаники, реже филлиты; 3) аспидные сланцы, реже филлиты и песчаники. Две верхние толщи, несомненно, соответствуют нижней и средней частям разреза по р. Алистор. Для нижней, филлитовой толщи характерным, по А. Ф. Марченко, является разрез по водоразделу рек Шихтинской и Стопольниковской. Здесь снизу вверх обнажаются:

1. Кристаллические ставролитовые сланцы камчатской серии
2. Задернованно . . . . . 50 *м*
3. Чередование углистых сланцев и филлитов, обогащенных углистым веществом, линзами кварца и чешуйками биотита . . . . . 20 „
4. Рассланцованные алевролиты . . . . . 30 „
5. Пятнистые углистые сланцы с зарождающимися кристаллами дистена и биотита, переполненными углистыми включениями . . . . . 20 „
6. Углистые сланцы с отдельными чешуйками биотита, мусковита и зернами граната . . . . . 60 „
7. Сланцы с турмалином, похожие на кристаллические . . . . . 45 „
8. Рассланцованные филлитизированные алевролиты с биотитом и мусковитом . . . . . 35 „
9. Песчаники рассланцованные, полимиктовые, слюдистые . . . . . 10 „
10. Филлиты с чешуйками биотита . . . . . 50 „
11. Филлиты с линзами углистого вещества . . . . . 10 „
12. Чередование филлитов и песчаников . . . . . 40 „
13. Кварцевая жила . . . . . 0,5 „
14. Полимиктовые рассланцованные песчаники . . . . . 10 „
15. Пятнистые углистые сланцы с новообразованиями биотита и дистена 60 „
16. Плойчатые углистые сланцы . . . . . 50 „
17. Филлиты с гранатом (без углистого вещества) . . . . . 10 „
18. Мелкозернистые песчаники . . . . . 15 „
19. Филлиты с многочисленными зернами граната, чешуйками биотита и прожилками кварца . . . . . 15 „
20. Филлиты черного цвета с редкими зернами граната . . . . . 30 „
21. Кварциты . . . . . 10 „
22. Углистые рассланцованные алевролиты с прожилками кварца . . . 10 „
23. Кварцево-углистые сланцы с чешуйками биотита и линзами кварца 15 „
24. Рассланцованные алевролиты с линзами, обогащенными углистым веществом . . . . . 25 „
25. Кварцево-углистые сланцы с крупными чешуйками биотита и редкими зернами граната . . . . . 10 „
26. Разнозернистые песчаники с обломками филлитов и кварцитов . . 30 „
27. Филлитизированные углистые сланцы . . . . . 25 „
28. Разнозернистые псаммитовые песчаники . . . . . 2 „
29. Филлиты с редкими чешуйками биотита . . . . . 50 „

Суммарная мощность разреза 700 *м*.

Верхнюю, обогащенную песчаниками часть хейванской свиты А. Ф. Марченко выделяет как самостоятельную стопольниковскую свиту, связанную с нижней, филлитовой, толщей постепенными переходами. Наиболее полный разрез свиты А. Ф. Марченко указывает на водоразделе рек Стопольниковской и Хейван, у северного подножия высоты 1603 м. Здесь выше филлитов хейванской свиты залегают (снизу вверх):

1. Пачка песчаников темно-серого цвета, среднезернистых, обогащенных слюдой . . . . . 100 *м*

http://jurassic.ru/

2. Филлитовидные сланцы черного цвета с редкими чешуйками слюды 20 *м*
3. Песчаники типа пачки 1 с редкими прослоями филлитов . . . . 100 „
4. Филлитовидные сланцы с редкими прослоями песчаников . . . 50 „
5. Песчаники темно-серые с включениями песчаников черного цвета . . 25 „
6. Филлитовидные сланцы черного цвета . . . . . 40 „
7. Песчаники типа пачки 5 . . . . . 100 „
8. Чередование алевролитов черного цвета и филлитов; мощность слоев от 2—3 до 0,3 *м* . . . . . 150 „
9. Песчаники темно-серые, среднезернистые с мелкими чешуйками слюды и крупными овальными конкрециями темно-бурого цвета размером до 15 *см* в поперечнике, пористыми, менее крепкими, чем песчаники . . . . . 100 „
10. Перерыв в обнажениях . . . . . 300 „

Продолжение разреза на левом склоне притока р. Хейван:

11. Чередование алевролитов черного цвета с филлитами; мощность слоев 1—3 *м* . . . . . 75 *м*
12. Филлиты черного цвета . . . . . 20 „
13. Мелкозернистые темно-серые песчаники с прослоями алевролитов и филлитов . . . . . 150 „
14. Песчаники серые, среднезернистые со стяжениями глинистого материала . . . . . 50 „
15. Глинистые сланцы, пепельно-серые с прослоями песчаников . . . 60 „
16. Перерыв в обнажениях . . . . . 30 „
17. Зеленые сланцы квахонской свиты . . . . . 30 „

Из бассейна р. Хейван филлитовые породы протягиваются далее на север, где широко распространены по рекам Крутогоровой и Облуковине. Закономерностей в строении свиты, подобных описанным, здесь установить не удалось. Частные разрезы филлитов и филлитизированных песчаников наблюдались в различных участках бассейнов упомянутых рек. Они представляют собой монотонное переслаивание филлитов и филлитизированных алевролитов.

Взаимоотношения хейванской свиты с подстилающими ее метаморфизованными эффузивами стеновой свиты, по В. П. Мокроусову, согласные. В Срединном хребте стеновая свита большей частью отсутствует и породы хейванской свиты несогласно залегают на более древних стратиграфических подразделениях.

М. И. Горяев, однако, описал в 1958 г. согласное налегание филлитов хейванской свиты на зеленые актинолитовые сланцы андриановской (высота 1183 *м* на водоразделе рек Хейван и Халтун). Это явилось причиной отнесения А. Ф. Марченко и М. И. Горяевым андриановской свиты к одному складчатому комплексу с хейванской свитой. Но принадлежность зеленых актинолитовых сланцев высоты 1183 м к андриановской свите точно не доказана.

По материалам геологических съемок, филлиты хейванской свиты залегают на различных породах камчатской и колпаковской серий. В бассейне р. Хейван отмечалось их залегание на породах андриановской свиты, по р. Колпаковой — на кристаллических сланцах шихтинской свиты, на правобережье р. Шихтинской — на гнейсах. Приведенные данные говорят о несогласном, трансгрессивном залегании хейванской свиты. Вместе с тем имеются указания о постепенных переходах от филлитов к кристаллическим сланцам и затем к гнейсам (Bogdanovitsch, 1904; Щербаков, 1938, 1940), что склоняет отдельных геологов к мнению о принадлежности гнейсов и филлитов к одному циклу осадконакопления.

Филлиты хейванской свиты содержат споры древних растений, впервые обнаруженные Б. В. Тимофеевым в 1955 г. В 1956—1957 гг. В. П. Мокроусов под руководством Б. В. Тимофеева произвел исследования спор в двадцати трех образцах, взятых из различных участ-

http://jurassic.ru/

ков распространения хейванской свиты, а именно: 1) серицитовые и биотитовые углистые (графитистые?) сланцы и серицитизированные песчаники левых притоков р. Облуковины; 2) филлиты и филлитизированные алевролиты среднего течения р. Крутогоровой и ее притоков; 3) филлитизированные алевролиты самых западных выходов хейванской свиты по р. Крутогоровой и по левобережью р. Колпаковой. Вследствие разрозненности выходов, при существующем состоянии изученности стратиграфии малкинской серии, можно с уверенностью говорить лишь о принадлежности всех исследованных образцов к средней ее части, т. е. к хейванской свите. Стратиграфическое их положение в пределах последней пока недостаточно определено. Однако можно предположить, что при преобладающем в данном районе падении филлитов на запад на участках, расположенных ближе к ядру антиклинория, обнажаются более древние горизонты, а в удаленных— более молодые. Если такое предположение справедливо, то споры в образцах с трех упомянутых участков будут соответственно характеризовать нижние, средние и верхние горизонты хейванской свиты.

В образцах из нижней части разреза установлены споры, представленные: *Symplassosphaeridium tumidulum* Tim., *Bothroligotrileum exasperatum* Tim., *Leioligotriletum crassum* Tim., *L. compactum* Tim., *Trachyoligotriletum minutum* (Naum.) Tim., *T. asperatum* Tim., *T. obsoletes* (Naum.) Tim., *T. incrassatum* Tim., *T. nevelense* Tim., *T. laminaritum* Tim. Споры встречаются в единичных экземплярах удовлетворительной и плохой сохранности. Перечисленный комплекс спор нижнепротерозойский. Исключение в нем составляет *Syplassosphaeridium tumidulum* Tim. По Б. В. Тимофееву (1955) род *Symplassophaeridium* в Прибалтике имеет распространение в среднем и верхнем карбоне. Представитель этого рода — *S. subcoalitum* Tim. — встречается в трехчленном байкальском комплексе, относящемся к синийской системе.

В образцах из средней части разреза установлены: *Protoleiosphaeridium sorediforme* Tim., *P. conglutinatum* Tim., *P. nervatum* Tim., *P.* sp., *Trematosphaeridium* sp., *Mycteroligotriletum marmoratum* Tim., *Bothroligotriletum exasperatum* Tim., *B. auctum* Tim., *Leioligotriletum minutissimum* (Naum.) Tim., *L. classum* Tim., *Leioligotriletum* sp., *Trachyligotriletum minutum* (Naum.) Tim., *T. obsoletes* (Naum.) Tim., *T. planum* Tim., *T. incrassatum* Tim., *T. nevelense* Tim., *T. laminaritum* Tim., *Stenozonoligotriletum sokolovi* Tim., *Lopholigotriletum* sp. Споры встречаются единично, но чаще чем в образцах нижней части разреза. Сохранность удовлетворительная и плохая. Приведенный комплекс характерен для синийских отложений, однако в нем присутствуют некоторые виды (*Bothroligotriletes auctus* Tim., *Trematosphaeridium* sp.), более распространенные в нижнем кембрии.

Верхняя часть разреза охарактеризована следующими спорами: *Protoleiosphaeridium sorediforme* Tim., *P. conglutinatum* Tim., *P. indefinitum* Tim., *P. nervatum* Tim., *Protoleiosphaeridium* sp., *Symplassosphaeridium tumidulum* Tim., *Leioligotriletum minutissimum* (Naum.) Tim., *L. crassum* Tim., *Mycteroligotriletum marmoratum* Tim., *Bothroligotriletum exasperatum* Tim., *Trachyoligotriletum minutum* (Naum.) Tim., *T. asperatum* (Naum.) Tim., *T. hyalinum* (?) (Naum.) Tim., *T. arillatum* Tim., *T. obsoletes* (Naum.) Tim., *T. laminaritum* Tim., *Lopholigotriletes subglobosum* Tim., *Tyloligotriletum asper* Tim., *Stenozonooidium strobiliforme* Tim. В комплексе спор главным образом присутствуют виды, распространенные в протерозое и синии. Роды *Tyloligotriletes* и *Lopholigotriletes* встречаются не ниже синийских, но могут присутствовать и в кембрийском комплексе; род

http://jurassic.ru/

Zonooidium из семейства Ooidaceae в отложениях Прибалтики является руководящим для кембрия.

Вместе с упомянутыми допалеозойскими и нижнепалеозойскими спорами в некоторых образцах встречались обрывки оболочек и деформированные споровые зерна, которые по облику относились к более молодым комплексам. Систематическая принадлежность их установлена не была. В 1958 г. В. П. Мокроусовым дополнительно были подвергнуты анализу несколько образцов с тех же или близких участков. В некоторых из них были встречены единичные споры. По определению Е. М. Андреевой, среди них оказались *Trachytriletes minutus* Naum., *T. subminor* Naum., встречающиеся в отложениях франского яруса девона, *Hymenozonotriletes zadonicus* Naum., относящиеся к фаменскому ярусу, и *Zonotriletes heterotomus* Waltz., указывающий на нижний карбон.

Совместное нахождение разновозрастных спор в одних и тех же отложениях заставляет с большой осторожностью подходить к интерпретации этих фактов. В данном случае какой-то из споровых комплексов присутствует, видимо, в переотложенном состоянии. Более вероятным является переотложение и вмыв девонских и каменноугольных спор в более древние породы, находившиеся в эти геологические периоды на дневной поверхности. В силу этого присутствие среднепалеозойских спор не противоречит возможности нижнепалеозойского и синийского возраста пород хейванской свиты.

Не исключена, однако, возможность и того, что под хейванской свитой в настоящее время описываются разновозрастные сходные по литологическому составу толщи. На это указывает определение Е. М. Андреевой в образцах пород хейванской свиты, доставленных А. Ф. Марченко, нижне- и среднекарбоновых форм спор. В образцах филлитов, взятых А. Ф. Марченко в поле развития хейванской свиты, А. И. Жамойда определил микрофауну, указывающую, по его мнению, скорее на мезозойский, чем на палеозойский возраст содержащих ее пород. Кроме того, в породах той же свиты были обнаружены обломки призматического слоя иноцерамов(?).

Мощность хейванской свиты, по данным разных исследователей, составляет 1500—2000 *м*.

Квахонская свита. Верхняя свита малкинской серии, которая А. Ф. Марченко и М. И. Горяевым (1958 г.) была названа квахонской, состоит преимущественно из основных эффузивов и туфов, сильно измененных и превращенных в эпидото-хлоритовые сланцы и другие зеленокаменные породы. Свита распространена в бассейнах р. Квахоны, в междуречье Хейвана и Колпаковой, к югу от р. Правого Коль и на некоторых других небольших участках.

Строение свиты и ее взаимоотношения с хейванской свитой изучены недостаточно. Г. П. Гуковым в 1957 г. описан разрез на водоразделе рек Хейвана и Колпаковой, в котором им наблюдалось согласное залегание пород квахонской свиты на филлитах хейванской. В стратиграфической последовательности снизу вверх там залегают:

1. Плойчатые филлиты темно-серого и серого цвета с пластами кварцевых песчаников и амфибол-плагиоклазовых сланцев мощностью 1—1,5 *м*	350 *м*
2. Филлиты, сильно окварцованные, обогащенные хлоритом, придающим им зеленоватый цвет с многочисленными маломощными прослоями амфиболовых сланцев	260 „
3. Филлиты и зеленые сланцы, переслаивающиеся пачками по 15—30 *м*	75—80 „
4. Зеленые актинолито-тремолитовые сланцы	200 „

В приведенном разрезе граница хейванской и квахонской свит проводится внутри пачки 2.

http://jurassic.ru/

М. И. Горяев (1960 г.) строение квахонской свиты изучал в обнажениях на водоразделе рек Квахоны и Платонича. Здесь разрез характеризуется следующей последовательностью пород:

1. Чередование рассланцованных диабазовых порфиритов и их туфов	220 *м*
2. Рассланцованные основные эффузивные породы	20 „
3. Эпидото-хлорито-альбито-актинолитовые сланцы с бластопорфировой структурой	15 „
4. Светло-зеленые кварц-альбито-хлоритовые сланцы	20 „
5. Эпидотизированные рассланцованные туфы	20 „
6. Эпидото-альбито-хлоритовые зеленовато-серые породы (пироксеновые порфириты)	80 „
7. Альбито-хлоритовые сланцы	75 „
8. Карбонатизированные альбито-хлорито-эпидотовые сланцы	85 „
9. Темно-серые тонкорассланцованные алевролиты	90 „
10. Рассланцованные туфы, эпидотизированные, хлоритизированные и обогащенные карбонатом	70 „
11. Рассланцованные туфы диабазовых порфиритов	50 „
12. Диабазовые порфириты с крупными порфировыми вкрапленниками пироксена	30 „
13. Базальтовый порфирит (дайка?)	3 „
14. Брекчия, состоящая из обломков глинистых сланцев	30 „
15. Тремолитовые сланцы	30 „
16. Темно-серые алевролиты	20 „
17. Рассланцованные диабазовые порфириты	40 „
18. Рассланцованные алевролиты	50 „
19. Рассланцованные диабазовые порфириты	115 „
20. Кварц-хлорито-альбитовые сланцы	35 „
21. Рассланцованные диабазовые порфириты	120 „

Суммарная мощность 1200 *м*.

Породы сходного состава описаны А. Ф. Марченко на водоразделе рек Хейвана и Колпаковой, откуда они протягиваются выклинивающейся к югу полосой до р. Воровской. Возможно, к квахонской свите относятся порфириты и туфы, описанные М. М. Лебедевым в 1959 г. по рекам Коль и Пенице.

По мнению М. И. Горяева, породы квахонской свиты залегают на отложениях хейванской несогласно. Это доказывается наблюдавшимся им и А. Ф. Марченко в 1958 г. трансгрессивным залеганием квахонской свиты на различных породах, от колпаковских гнейсов до песчаников стопольниковской свиты (по А. Ф. Марченко, верхняя часть малкинской серии). Чередование местами филлитов и зеленых сланцев, указывающее как будто на постепенный переход хейванской свиты в квахонскую, А. Ф. Марченко и М. И. Горяев объясняют чешуйчатыми тектоническими структурами.

По М. И. Горяеву, на водоразделе рек Квахоны и Платонича породы квахонской свиты лежат на актинолитовых сланцах андриановской свиты с угловым несогласием. А. Ф. Марченко наблюдал в туфах нижних слоев квахонской свиты, обнажающихся на правобережье р. Колпаковой, обломки филлитов. Отстаивая существование крупного несогласия между свитами, А. Ф. Марченко и М. И. Горяев исключают квахонскую свиту из состава малкинской серии.

Мощность свиты непостоянна, она колеблется от 0 до 500—600 *м*.

Образования малкинской серии по характеру первичных пород можно разделить на две группы. Одна из них является продуктом метаморфизации терригенных осадков, другая — эффузивов и туфов. Для филлитов и филлитизированных алевролитов, образовавшихся из терригенных нормальноосадочных пород глинистого и песчано-глинистого состава, наиболее распространенными минеральными ассоциациями являются:

1. Кварц — серицит — (альбит).
2. Кварц — серицит — хлорит — (альбит).

http://jurassic.ru/

Менее распространены:

3. Кварц — серицит — хлорит — биотит.

4. Кварц — серицит — биотит — хлорит — гранат.

Минеральные ассоциации 1, 2, 3 соответствуют фации зеленых сланцев, а минеральная ассоциация 4 указывает на переход к эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма.

Наряду с низкотемпературными минералами, возникшими при региональном метаморфизме, в филлитах, подвергшихся контактовому воздействию гранитоидных интрузий, развиваются биотитовые роговики и другие контактово-метаморфические кристаллические сланцы с гранатом, андалузитом и ставролитом. Контактовые ореолы достигают ширины нескольких сотен метров.

Метаморфизованные эффузивно-туфовые образования стеновой и квахонской свит характеризуются следующими ассоциациями:

1. Эпидот — хлорит — кальцит — (кварц).

2. Эпидот — хлорит — актинолит — (кварц).

3. Эпидот — хлорит — альбит — кварц — (стильпномелан).

4. Актинолит — тремолит — карбонат — хлорит — (тальк).

Перечисленные ассоциации указывают на то, что основная масса пород стеновой и квахонской свит регионально метаморфизована в условиях фации зеленых сланцев, характерной и для залегающей между ними хейванской свиты. Это согласуется и с другими геологическими данными, на основании которых упомянутые свиты объединены в одну серию.

О возрасте малкинской серии можно судить по спорам, найденным в филлитах хейванской свиты. Основное место среди них занимают споры, характерные для синия, многие формы встречаются и в протерозойских породах, а некоторые относятся к кембрию. В связи с недостаточностью материала, а также возможностью нахождения спор в переотложенном состоянии (причем такая возможность более вероятна для палеозойских, а не для протерозойских спор), представляется наиболее правильным возраст всей малкинской серии принять в интервале синий — нижний палеозой.

Кроме того, имеется ряд косвенных указаний о возрасте пород. Малкинская серия залегает несогласно на породах камчатской серии, от которой отличается более низкой степенью регионального метаморфизма. При сравнении стратиграфии метаморфических пород Камчатки с соседними областями Северо-Востока и Дальнего Востока СССР обнаруживаются стратиграфические подразделения, сходные с малкинской серией. В Корякском хребте кварц-серицитовые сланцы (филлиты) известны под наименованием янданайской свиты (Русаков, 1958), залегающей под отложениями силура(?) и фаунистически охарактеризованными породами визейского и намюрского ярусов карбона. На Чукотке, по данным Ю. Я. Петровича, стратиграфически ниже известняков ландоверского яруса залегают кварц-серицитовые и другие кристаллические сланцы и мраморизованные известняки, которые подстилаются гнейсами, амфиболитами и иными метаморфическими породами. На о. Большом Ляховском имеются выходы эпидото-амфиболовых, хлорито-амфиболовых гнейсовидных сланцев, зелено-серых полевошпатовых песчаников и филлитовидных сланцев, залегающих ниже среднекембрийских алевролитов и других пород с трилобитами. В перечисленных районах в кварц-серицитовых сланцах (филлитах) установлены споры, подобные приведенным для филлитов хейванской свиты. Образования, аналогичные породам малкинской серии, имеются также на Аляске и в Японии (см. табл. 2).

http://jurassic.ru/

Суммарная мощность малкинской серии в Срединном хребте 1500—2900 *м*. Общая мощность древних пород составляет здесь приближенно от 8 до 11 тыс. *м*.

Ганальский хребет

Докембрийские(?) и палеозойские(?) породы Ганальского хребта обнажаются в центральной его части. В их состав входят различные кристаллические сланцы и филлиты, образующие крупную антиклинальную структуру, сложенную надвигами и сбросами преимущественно северо-западного направления. В северной части складки простираются почти меридионально, а в южной — испытывают поворот на юго-восток. От Срединного хребта Ганальский отделен межгорной впадиной — грабеном, по которому течет р. Быстрая.

В разрез докембрия(?) и палеозоя(?) в этом районе включаются следующие свиты: ганальская (протерозой), стеновая и хейванская (синий — нижний палеозой).

Ганальская свита. Кристаллические сланцы нижней части разреза Ганальского хребта по сравнению со сланцами Срединного хребта имеют некоторые особенности, состоящие в том, что в строении свиты принимают участие главным образом породы, содержащие большое количество амфибола (сине-зеленой роговой обманки), альбита и биотита. Высокоглиноземистые минералы—силлиманит, ставролит, андалузит и др. — здесь не установлены, а гранат встречается очень редко.

Разрезы представляют собой частое чередование различных слюдисто-амфиболовых сланцев, состав которых по простиранию хорошо выдерживается на больших расстояниях (2—4 *км*); среди сланцев иногда встречаются пласты кварцитов.

Строение свиты можно проследить при описании разреза по гребню отрога хребта, простирающегося от вершины с отметкой 1371,6 *м* на юго-восток к долине р. Перевозной. Здесь снизу вверх залегают:

1. Серицито-амфиболо-кварцевые сланцы, плойчатые, смятые в мелкие складки	Около 300 *м*
2. Кварц-альбито-амфиболовые и альбито-амфиболо-слюдистые сланцы	75—80 „
3. Плагиоклазо-амфиболо-биотитовые сланцы	50—60 „
4. Кварц-плагиоклазо-амфиболо-биотитовые сланцы	150 „
5. Гранато-биотито-амфиболо-плагиоклазо-кварцевые сланцы	68 „
6. Полосчатые кварциты зеленовато-серого цвета (тонкие параллельные полоски, обогащенные хлоритом и серицитом, чередуются со светлыми полосками, сложенными кварцем)	12 „
7. Кварц-альбито-амфиболовые сланцы	20 „
8. Альбито-амфиболовые сланцы	38 „
9. Кварц-плагиоклазо-амфиболо-биотитовые сланцы	73 „
10. Альбито-амфиболовые сланцы со сфеном; последний расположен тонкими полосками по сланцеватости	Около 20 „
11. Неясногнейсованные диориты, образующие в контакте со сланцами зону ороговикования	Около 5 „
12. Альбито-амфиболовые сланцы с большим количеством сфена, серицита, хлорита; среди сланцев встречаются дайки диоритовых порфиритов мощностью 7—8 *м*	Около 200 „
13. Кварц-альбито-амфиболовые сланцы со сфеном. Амфибол представлен сине-зеленой роговой обманкой, составляющей 40—45% объема породы. На некоторых отрезках разреза сланцы серицитизированы, хлоритизированы и эпидотизированы	350—400 „
14. Кварц-альбито-амфиболо-биотитовые сланцы. Амфибол (сине-зеленая роговая обманка) — в количестве 60—70%, биотит 10—25% (иногда отсутствует)	160—200 „

http://jurassic.ru/

15. Амфиболо-альбитовые сланцы . . . . . 150—160 *м*
Суммарная мощность приведенного разреза ориентировочно равна 1650—1800 *м*.

Кроме упомянутых разновидностей, в составе свиты нередко присутствуют сланцы со значительным содержанием эпидота. Породы обладают нематобластовой, гранонематобластовой, гранолепидобластовой, порфиробластовой, реже гранобластовой структурами и очень совершенными сланцеватыми текстурами.

Для метаморфических образований ганальской свиты характерны следующие минеральные ассоциации:

1. Кварц — альбит — роговая обманка — (биотит).
2. Кварц — альбит — (олигоклаз) — роговая обманка — биотит — гранат.
3. Альбит — роговая обманка — эпидот — (хлорит).

Судя по текстурным особенностям пород, большинство из них возникло за счет осадочных отложений. Не исключено, однако, что в составе материнских пород присутствовали и основные изверженные образования.

Ранее эти породы описывались под названием амфиболовых гнейсов и амфиболитов, но присутствие альбита и сине-зеленой роговой обманки и особенности структур не вполне согласуются с этим. Учитывая сказанное, упомянутые метаморфические горные породы правильнее отнести к группе кристаллических сланцев и сопоставить с камчатской серией Срединного хребта.

Подстилающие свиту образования, которые можно было бы параллелизовать с колпаковской серией, здесь неизвестны. Возможно, к ним относятся биотитовые гнейсы, обнажающиеся на небольших участках в сводовой части Ганальского антиклинория. Ввиду того, что площади распространения этих стратиграфических подразделений пространственно не связаны, их взаимоотношения остаются невыясненными. Более поздней — стеновой свитой малкинской серии ганальская свита перекрывается, по-видимому, с угловым несогласием. Несогласие наблюдалось В. П. Мокроусовым на водоразделе одного из боковых отрогов Ганальских Востряков к северу от р. Перевозной. В юго-восточном окончании отрога на протяжении 1,5—2 *км* залегают альбито-серицито-хлоритовые карбонатизированные сланцы стеновой свиты, которые однообразно падают под углом 30—35° по азимуту ЮВ 110—120°. Непосредственно у контакта сланцы имеют азимут падения ЮВ 130°, угол 45—50°. Через 7—8 *м*, закрытых щебенчатой осыпью, на гребне хребта и по склону обнажаются буровато-серые серицито-амфиболо-кварцевые сланцы, обычные для ганальской свиты. Они интенсивно смяты в мелкие складки. Вблизи контакта с эпидото-хлоритовыми сланцами они имеют падение на запад, под углом 50°. Мелкая складчатость в серицито-амфиболо-кварцевых сланцах, относимых к ганальской свите, отмечается и далее на протяжении нескольких сотен метров. В других местах контакты ганальской свиты тектонические.

Мощность свиты 1500—2000 *м*.

Стеновая свита. Метаморфизованные эффузивы стеновской свиты в Ганальском хребте прослеживаются в виде полосы северо-западного простирания по правобережью р. Стеновой. В ее состав входят измененные кислые и средние эффузивы и туфы, среди которых в подчиненном количестве залегают нормальноосадочные терригенные породы.

Наиболее подробный разрез свиты описан Л. И. Тихомировым в 1957 г. на северо-восточном крыле главной ганальской антиклиналь-

http://jurassic.ru/

ной структуры, где в стратиграфической последовательности (снизу вверх) залегают:

1. Эпидото-хлоритовые сланцы темно-зеленого цвета, пронизанные многочисленными кварцевыми и кварц-эпидотовыми прожилками . . Более 350 *м*
2. Эпидото-хлоритовые сланцы миндалекаменной текстуры; уплощенные миндалины размером от 3 *см* и менее выполнены кварцем и эпидотом . . . . . 20 „
3. Эпидото-хлоритовые породы серовато-зеленого цвета, плотного сложения, полосчатой текстуры . . . . . Примерно 700 „
4. Альбитовые порфироиды зелено-серого цвета . . . . . 50 „
5. Эпидото-хлоритовые и эпидото-актинолитовые сланцы, часто переслаивающиеся между собой; микроскопически определяются остатки микролитовой и кластической структур . . . . . 150 „
6. Альбитовые порфироиды со слабо заметной простым глазом порфировой структурой; порфировые выделения представлены альбитом, основная масса — кварц-хлорито-альбитовым агрегатом . . . . . 10 „
7. Кианито-кварцевые сланцы с пиритом . . . . . 80 „
8. Альбитовые порфириты зеленовато-серого цвета, сильно эпидотизированные, с прослоями серицитовых сланцев и кварцитов . . . 40 „
9. Актинолито-эпидотовые, хлорито-эпидотовые и хлорито-эпидото-актинолитовые сланцы, сложно переслаивающиеся между собой и с пластами 0,5—2,0 *м* филлитовых (кварц-серицитовых) сланцев . . . . Около 300 „

Далее разрез продолжается по р. Киргуроп[1].

10. Конгломераты плотные, интенсивно рассланцованные и окварцованные, переслаивающиеся с метаморфизованными полимиктовыми песчаниками; мощность отдельных пластов 5—10 *м*. Галька конгломератов состоит из окатанных обломков кварцевых порфироидов, сцементированных эпидотизированным туфовым цементом. Метаморфизованные песчаники с бластопсаммитовой структурой состоят из полуразложившихся минеральных зерен и обломков пород, находящихся в рассланцованной основной кварц-серицито-хлоритовой массе . . . . Примерно 600 „
11. Кварц-серицитовые филлитизированные сланцы с отдельными прослоями, обогащенными хлоритом (до 20%) . . . . . Более 300 „

Филлиты, завершающие приведенный разрез, распространены и далее на восток. Они относятся к вышележащей хейванской свите.

Среди сланцев стеновой свиты встречены разности, содержащие кианит (кварц-кианитовые сланцы), и роговики, состоящие из диопсида, зеленой роговой обманки, кварца и биотита. Роговики образованы в результате контактового метаморфизма зеленых сланцев при внедрении в них тоналитов.

Как показывает приведенный материал, сланцы стеновой свиты, по-видимому, с угловым несогласием залегают на протерозойской ганальской свите, от которой отличаются меньшим метаморфизмом и менее интенсивными складчатыми дислокациями; с другой стороны, стеновая свита согласно перекрывается хейванской свитой филлитов, с которой связана постепенными переходами.

Мощность стеновой свиты в Ганальском хребте 2000—2200 *м*.

Хейванская свита. Филлиты, относимые к хейванской свите, в Ганальском хребте распространены в восточной его части. По внешнему строению они полностью аналогичны этим породам в Срединном хребте. Вследствие плохой обнаженности здесь строение свиты изучено недостаточно. Судя по отдельным обнажениям, свита образована часто переслаивающимися пластами филлитов, филлитизированных алевролитов и иногда в такой же степени измененных мелкозернистых песчаников. Мощность отдельных пластов от 0,1—0,2 до 1,0—1,5 *м*.

В одном образце с р. Киргуроп Б. В. Тимофеевым (Дьяков, Тимофеев, 1956) определены споры *Trachyoligotriletes incrassatus* Tim., *T. minutus* (Naum.) Tim., встречающиеся от протерозоя до кембрия.

[1] Непрерывность даваемого Л. И. Тихомировым разреза сомнительна, если учесть сильную нарушенность пород и значительный перерыв между обнажениями толщ 9 и 10. — *Прим. ред.*

http://jurassic.ru/

На стеновой свите описываемые породы залегают согласно, что уже отмечалось ранее.

Мощность свиты неизвестна, во всяком случае она более 500 *м*. Общая мощность древних пород в Ганальском хребте около 4 тыс. *м*.

На простирании ганальских структур в юго-восточном направлении, в долине р. Авачи, между поселками Коряки и Елизово, отмечаются небольшие выходы метаморфизованных эффузивов и филлитизированных сланцев. Они похожи на породы, которые характерны для переходной части разреза от хейванской свиты к стеновой. В районе г. Петропавловска-Камчатского известны толщи филлитизированных песчаников и сланцев, также сходных с породами хейванской свиты[1].

Хавывенская возвышенность

Метаморфические породы Хавывенской возвышенности занимают площадь около 300 *км*^{2}. Возвышенность представляет собой увал, вытянутый согласно с простиранием метаморфических пород, с юго-востока на северо-запад. Наиболее обнаженными и лучше изученными являются выходы этих пород в верховьях р. Ольховой и по левым притокам р. Правой Кварцевой. В 1955 г. эти породы наблюдались Л. А. Наруцким и по его материалам описаны М. А. Сухаревым.

В верховьях р. Ольховой на протяжении 1,3 *км* обнажаются зеленые хлорито-эпидото-актинолитовые сланцы. Породы интенсивно дислоцированы, нередко плойчаты. Поверхности сланцеватости имеют преобладающее падение на СВ по азимуту 50°, под углом 40—50°. Такие элементы залегания, без больших отклонений, сохраняются повсеместно. В 200 *м* в направлении к верхней части видимого разреза упомянутые сланцы сменяются другой петрографической их разновидностью — кварцево-эпидото-слюдяными сланцами полосчатой текстуры с очень тонкой сланцеватостью. На следующем отрезке разреза протяженностью 300 *м* в разобщенных обнажениях среди кварц-эпидото-слюдяных сланцев залегают темные, зеленовато-серые оталькованные тремолито-хлоритовые сланцы с листоватой текстурой, которые затем сменяются грубосланцеватыми и массивными тремолито-хлоритовыми породами с тонкими (0,5—1,0 *см*) прожилками талька. Суммарная мощность разреза 1000—1500 *м*.

В верховьях одного из притоков р. Правой Кварцевой на протяжении около 3 *км* в отдельных обнажениях выходят альбито-эпидото-хлоритовые и альбито-эпидото-актинолитовые сланцы. Эти породы по внешнему виду, по минералогическому составу, петрографическому строению и степени метаморфизма весьма сходны со стеновой свитой.

Другие существующие представления о возрасте метаморфических толщ Камчатки[2]

При дальнейших исследованиях в областях распространения метаморфических толщ Камчатки следует учитывать и другие возможные решения вопроса о их возрасте.

По мнению Г. М. Власова, не исключена возможность принадлежности метаморфических пород Камчатки к средне- и верхнепалеозойским образованиям. Девон, карбон и пермь широко распространены в складчатом поясе, окаймляющем Охот-

[1] С. Е. Апрелков предполагает, что это верхнемеловые породы. Палеонтологическими остатками возраст их не доказан. — *Прим. ред.*

[2] Данное дополнение к разделу «Докембрий и палеозой Камчатки» составлено редколлегией.

http://jurassic.ru/

скую платформу (Центральный Сахалинский хребет, Шантарские острова, восточный берег Пенжинской губы и др.). При этом характерно присутствие среди девонских отложений зеленокаменных пород, близких по составу к метаморфизованным эффузивам и туфам Срединного Камчатского и Ганальского массивов. Протяженные полосы положительных аномалий, окаймляющие Охотскую платформу (Соловьев, 1961), могут соответствовать выходам зеленокаменных пород на дне Охотского моря. Эти и другие факты показывают возможность обрамления Охотской платформы древним складчатым поясом, протягивающимся из Монголо-Охотской складчатой области через Шантарские острова, о. Сахалин, подводные возвышенности Института океанологии и Академии наук и далее, через срединный массив Камчатки и выходы палеозоя на восточном берегу Пенжинской губы. Все это вызывает необходимость тщательного сопоставления разрезов метаморфических толщ Камчатки со средне- и верхнепалеозойскими породами соседних областей.

М. М. Лебедев, В. Н. Бондаренко, Ю. М. Ястремский, Я. В. Илечко предполагают, что все метаморфические породы Срединного и Ганальского хребтов образовались в результате контактово-регионального метаморфизма меловых пород. Процессы метаморфизма, по их мнению, были связаны с ларамийским тектогенезом.

Представления эти основаны на определениях абсолютного возраста некоторых интрузивных и метаморфических пород (70—80 млн. лет), неоднократных наблюдениях постепенного изменения состава метаморфических пород в зависимости от того или иного удаления от контактов с крупными интрузивами, на фактах наблюдавшегося местами перехода слабо метаморфизованных филлитов в слюдяные и кристаллические сланцы, а также на многочисленных примерах «омоложения» метаморфических толщ, считавшихся на Дальнем Востоке и Северо-Востоке СССР архейскими и протерозойскими.

Однако имеются и слабые стороны предположений о позднемеловом возрасте метаморфических толщ Срединного хребта. Как отмечает Л. В. Фирсов (1962б), определения абсолютного возраста метаморфических пород часто показывают не их возраст, а время повторного метаморфизма при внедрении молодых гранитоидных интрузий. На площади Срединного Камчатского массива наблюдаются специфические рудопроявления, отсутствующие в других районах Камчатки и, по-видимому, свойственные на территории полуострова лишь древним магматическим комплексам (олово, вольфрам совместно с золотом). Геофизические данные, в том числе карта аэромагнитной съемки, указывают на связь Срединного Камчатского массива с Охотской платформой. Непонятно, почему сильнейший метаморфизм верхнемеловых пород проявился лишь в одной зоне, приближенной к Охотской платформе.

МЕЗОЗОЙ

Наличие мезозойских отложений на Камчатке долгое время оспаривалось. Было лишь твердо известно, что Ф. Б. Шмидт определил из сборов Н. В. Слюнина форму *Inoceramus* cf. *cuvieri* Sow. (Дьяков, 1955; Двали, 1955). Этот вопрос был окончательно решен в 30-годах текущего столетия, когда в различных районах полуострова была обнаружена верхнемеловая фауна. В 1931—1932 гг. Б. Ф. Дьяков (1955) в песчаниках и кремнисто-туфогенных породах у мыса Омгон обнаружил фауну *Inoceramus, Pecten* и морских ежей, а также флору верхнего мела (сеноман — сенон). В Паланском районе в 1932 г. М. Ф. Двали (1957а) в кремнисто-туфогенных породах собрал обломки раковин, среди которых Н. С. Кульжинской-Воронец определены *Inoceramus* aff. *digitatus* Sow., *Helcion giganteus* var. *depressa* Schm. В кремнистых породах Ирунейского хребта (Тигильский район) остатки *Inoceramus schmidti* Mich. были встречены в 1932 г. Л. В. Микуличем.

В последующем остатки меловой фауны были обнаружены: в хребте Медвежьем и в южной части Срединного хребта — Б. Ф. Дьяковым в 1937 г. в бассейне р. Стратиковской; Г. М. Власовым и В. М. Цимбалом в 1940 г. в Юго-Западной Камчатке, в бассейне р. Банной; Д. Е. Саватеевым в 1950 г. на восточном склоне Срединного хребта в Карагинском районе и в других пунктах. Характерно, что все эти находки представлены остатками верхнемеловой фауны в однотипных породах — кремнистых сланцах, окрашенных в зеленый и красный цвета.

http://jurassic.ru/

Триасовые, юрские и нижнемеловые палеонтологически охарактеризованные отложения до настоящего времени обнаружены лишь за пределами Камчатского полуострова, на восточном побережье Пенжинской губы, где они впервые изучались Б. В. Хватовым в 1933—1934 гг., Н. М. Маркиным в 1936 г., Л. Д. Кипарисовой (1937), В. И. Бодылевским и др. Сравнительная близость к Камчатке выходов пород, охватывающих почти весь мезозойский разрез, а также распространение в Срединном и Восточном хребтах мощных терригенных толщ, не охарактеризованных фауной, послужили основанием для предположения Б. Ф. Дьякова (1955) и М. Ф. Двали (1955) о широком развитии на Камчатке мезозойских, доверхнемеловых пород. Это предположение, однако, до сих пор не подтверждено палеонтологическими находками. Наоборот, в некоторых районах в отложениях предполагаемого триасового, юрского или нижнемелового возраста была обнаружена меловая, возможно верхнемеловая, фауна (А. Ф. Марченко, 1959 г.). Многочисленные мезозойские толщи, выделенные Б. Ф. Дьяковым и М. Ф. Двали, в большинстве своем оказались стратиграфическими аналогами верхнемеловых свит. Мощность мезозоя Камчатки в силу этого оказалась значительно меньшей, чем предполагали Б. Ф. Дьяков и М. Ф. Двали.

Стратиграфические исследования мезозойских отложений в юго-западной, ближайшей к Камчатке части Корякского нагорья показали и там развитие преимущественно верхнемеловых пород. В связи с этим большинство геологов (В. А. Ярмолюк, Г. М. Власов, Ю. В. Жегалов, А. Ф. Марченко, М. И. Горяев и др.) считает нахождение на Камчатке триасовых, юрских и нижнемеловых пород весьма проблематичным. Более вероятно, по их мнению, отсутствие или незначительное развитие здесь перечисленных отложений, как это имеет место и на сходной в геологическом отношении территории Сахалина. Восточное побережье Пенжинской губы при решении вопроса о наличии или отсутствии мезозойских доверхнемеловых образований на Камчатке не может служить примером, так как эта площадь располагалась в области с иными тектоническими условиями, чем Камчатский полуостров. Если большая часть территории Камчатки в позднемеловое время соответствовала внутренним частям позднемеловой геосинклинали, то район восточного берега Пенжинской губы представлял в то время прибрежную область, ближе стоящую по тектоническим особенностям к мезозоидам, чем к альпинидам. Сходные условия в пределах Камчатки существовали лишь в крайней западной, приохотской части полуострова, прилегающей к мысу Омгон.

По этим соображениям Охинское стратиграфическое совещание сочло удобным рассматривать мезозойские отложения Камчатки отдельно для существовавших в позднемеловое время структурно-фациальных зон: Омгонской, имеющей продолжение на восточном берегу Пенжинской губы, и Камчатской, охватывающей всю остальную, большую, часть Камчатского полуострова.

Мезозойские отложения Омгонской зоны выделяются сейчас в омгонскую толщу, нижняя часть которой соответствует гиляцкой (сеноман — турон), а верхняя ороченской (сенон) сериям о. Сахалин. В Камчатской зоне мезозойские отложения разделяются на три серии: лесновскую (верхний мел?), ирунейскую (сенон) и кирганикскую (дат или палеоцен?). Кроме того, к мезозою, по-видимому, относится кихчикская серия, распространенная в южной части Срединного хребта. Имеющиеся материалы о возрасте кихчикской серии будут приведены ниже.

http://jurassic.ru/

ПРЕДПОЛОЖИТЕЛЬНО МЕЗОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Кихчикская серия

К кихчикской серии, выделенной впервые Б. Ф. Дьяковым, относятся породы, развитые в основном в западной и южной частях Срединного хребта по рекам Быстрой, Кихчик, Коль, Воровской. Представлена она полимиктовыми, реже аркозовыми песчаниками, слабо метаморфизованными алевролитами и аргиллитами, значительно реже встречаются конгломераты.

Песчаники серые, буроватые и голубовато-серые, массивные, крепкие, с параллельной, реже косой слоистостью. Аргиллиты и алевролиты темно-серые и черные, рассланцованные, легко раскалывающиеся на тонкие пластинки со слабым шелковистым или матовым блеском на плоскостях наслоения. Под микроскопом среди пелитового или алевритового вещества различаются мелкие чешуйки серицита, хлопья хлорита, мелкие зерна карбонатов, кварца и других минералов и пород. В составе обломочного материала песчаников присутствуют кварц, плагиоклаз, обломки филлитов, эффузивов, гранитоидов, чешуйки серицита, биотита, окатанные зерна циркона, апатита, турмалина. Наиболее распространенный цемент серицито-кварцево-глинистый; иногда в заметных количествах присутствует карбонат.

От малкинских филлитов и песчаников породы кихчикской серии отличаются меньшим метаморфизмом, хотя уловить эту разницу удается не всегда.

Общая мощность серии около 3000 *м*.

Кихчикская серия, по-видимому, залегает несогласно на более древних породах. В бассейне р. Сунтунк она лежит на гнейсах колпаковской серии, вдоль западных склонов Срединного хребта — на филлитовой хейванской свите, а в междуречье Лунтоса — Немтика на эффузивах квахонской свиты малкинской серии. Характерно также, что интрузивные массивы двуслюдяных гранитов, в большом числе встречающиеся в малкинской серии, среди кихчикской серии отсутствуют. Но непосредственные наблюдения над контактами пород кихчикской серии с более древними образованиями отсутствуют, в наблюдавшихся случаях контакты тектонические.

А. И. Шиш в 1959 г. наблюдал в южной части Срединного хребта конгломераты с галькой филлитов, кристаллических сланцев и двуслюдяных гранитов, которые он считает базальными конгломератами серии. По мнению В. Н. Бондаренко, эти конгломераты могут быть внутриформационными.

Отсутствие надежных признаков для различия сходных по литологическому составу пород кихчикской и малкинской серий вызывало и вызывает до настоящего времени путаницу в представлениях различных исследователей. Отложения, развитые в верхнем течении рек Ичи, Крутогоровой, Б. Ф. Дьяковым подразделялись на малкинскую и кихчикскую толщи. В. А. Ярмолюк не видел существенных различий между ними и включал бóльшую часть этих отложений в кихчикскую толщу. В 1957 г. М. И. Горяев и В. П. Мокроусов не нашли в этом районе аналогов кихчикской толщи и показали на картах распространение малкинской серии.

По мнению М. М. Лебедева и В. Н. Бондаренко, несогласие отсутствует между породами малкинской и кихчикской серий и они представляют собой в различной степени метаморфизованные породы единой верхнемеловой толщи согласно пластующихся пород, включающей также и омгонскую, лесновскую и ирунейскую серии.

http://jurassic.ru/

Другие исследователи (В. А. Ярмолюк, Г. М. Власов) предполагают, что кихчикская серия является метаморфизованным аналогом осадочных верхнемеловых толщ (лесновская серия, омгонская толща) и, так же как и последние, лежит несогласно на малкинской серии и более древних образованиях.

Наконец, согласно третьему мнению, защищаемому А. Ф. Марченко, кихчикская серия имеет еще невыясненные возраст и взаимоотношения с малкинской серией и, по-видимому, несогласно(?) перекрывается верхнемеловыми породами (лесновская серия и ее аналоги). Предположение о несогласном залегании верхнемеловых отложений на породах кихчикской серии высказано А. Ф. Марченко в 1959 г. на основании наблюдений на западном склоне Срединного хребта по р. Порожистой. Здесь граувакковые песчаники кихчикской серии перекрыты конгломератами мощностью 10 *м,* содержащими хорошо окатанную гальку нижележащих песчаников и других пород. Выше залегает толща согласно пластующихся алевролитов и песчаников, в верхней части которой появляются слои кремнистых пород, подобных породам ирунейской серии (сенон). В кремнистых породах содержатся обломки призматического слоя иноцерамов, по заключению А. Ф. Ефимовой, мелового, возможно верхнемелового, возраста.

Органических остатков, по которым можно было бы определенно судить о возрасте кихчикской серии, не найдено. Серия, однако, не является полностью немой. Г. М. Власов в 1940 г., а затем М. М. Лебедев в 1957 г. в бассейне р. Быстрой обнаружили отпечатки створок неопределимой *Pelecypoda* sp. В 1959 г. А. И. Шиш собрал в бассейне р. Быстрой из песчаников кихчикской серии плохо сохранившиеся остатки, среди которых Ю. М. Бычков определил *Astarte* sp. и *Dentalium* sp. indet. По мнению Ю. М. Бычкова, это позволяет предположить возможность триасового возраста пород, так как *Dentalium* особенно широко распространены в триасовых отложениях Северо-Востока. Споры в породах кихчикской серии, изучавшиеся Е. М. Андреевой, Б. В. Тимофеевым и В. П. Мокроусовым, в большинстве случаев плохой сохранности. В образцах с рек Быстрой, Утки и Плотниковой Е. М. Андреевой были определены: *Brochotriletes foreolatus* Naum., *Lophoronotriletes curvatus* Naum., относящиеся к франскому и фаменскому ярусам девона. В одном образце с р. Коль установлен *Licopodironotriletes applicatus* Luber нижнекаменноугольного времени. В трех образцах, взятых в верхнем течении рек Ичи и Облуковины, М. А. Седовой были определены: Osmundaceae(?), *Leiotriletes rotundus* Kara-Murza, *Euryzonotriletes* cf. *microdiscus* Kara-Murza (нижний — средний триас), *Heiotriletes virgatus* Bolch. (нижняя юра).

Противоречивость имеющихся данных не позволяет решить вопрос о возрасте серии и ее взаимоотношениях с малкинской серией и верхнемеловыми толщами. Это можно выяснить лишь тщательными и целеустремленными стратиграфическими исследованиями в Срединном хребте. Пользоваться при выяснении возраста кихчикской свиты аналогами в других районах следует осторожно, так как литологически сходные толщи в соседних областях (Северо-Восток СССР, Западное Приохотье, Аляска) имеются как в палеозойских, так и в мезозойских отложениях.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА (ВЕРХНИЙ МЕЛ)

На Камчатке палеонтологически охарактеризованы лишь верхнемеловые породы. Точно установленные нижнемеловые отложения развиты только в соседнем с Камчаткой — Пенжинском районе. Однако не исключена возможность присутствия альбских слоев в нижней части

http://jurassic.ru/

разреза меловых пород у мыса Омгон. Возможность залегания нижнемеловых пород в основании разреза мыса Омгон выявлена недавно исследованиями Л. И. Дейструковой, обнаружившей в песчаниках на правобережье ручья Чайного остатки *Inoceramus* cf. *anglicus* Woods, *I. cf. mandibula* Mordvilko, *I.* sp. indet., *Ammonites* gen. et sp. indet. Эти палеонтологические остатки, предварительно определенные Л. И. Дейструковой и Г. П. Тереховой при консультации А. Ф. Ефимовой, указывают на предположительно альбский возраст содержащих их пород. Сильная нарушенность меловых пород не позволила Л. И. Дейструковой выяснить взаимоотношения слоев, содержащих фауну, с верхнемеловыми толщами мыса Омгон.

Пенжинская структурно-фациальная зона

Наиболее полно в Камчатско-Корякской складчатой области меловые отложения представлены в юго-западной части Пенжинского кряжа и на восточном побережье Пенжинской губы. Они изучались в 1933 г. Б. В. Хватовым, впервые установившим присутствие здесь отложений меловой системы, в 1936 г. Н. М. Маркиным (1957а), в 1947—1951 гг. П. Г. Тугановым, в 1954—1956 гг. А. Ф. Михайловым, в те же годы М. А. Пергаментом (1961), в 1961—1962 гг. В. П. Похиалойненым и др.

В Пенжинском районе в толще осадков мела выделены отложения нижнего отдела, представленные валанжином и, возможно, частично готеривом, барремом, аптом и альбом, и отложениями верхнего отдела. Верхнемеловые включают отложения сеномана и частично турона и полностью сенонского надъяруса. Для данной территории не установлены осадки датского века, на время которого приходится регрессия моря и проявление складчатых движений. Верхнемеловые породы перекрываются здесь эоценовыми и более молодыми отложениями.

В пределах Камчатского полуострова меловые отложения Пенжинской структурно-фациальной зоны до настоящего времени были известны лишь на мысе Омгон. В 1961 г. сходные образования, охарактеризованные верхнемеловой фауной, были открыты Г. П. Сингаевским вблизи берега Охотского моря в междуречье Белоголовой и Морошечной.

Мыс Омгон на Охотском берегу Камчатки, а также хребет Морошечный в междуречье Белоголовой и Морошечной сложены верхнемеловыми породами, объединяемыми в омгонскую толщу. Толща представлена темными, слабо метаморфизованными мелко- и среднезернистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами с небольшим количеством мелкогалечниковых конгломератов. Местами отмечаются линзы и маломощные пласты каменных углей. В верхней части толщи появляются вулканогенные породы — потоки основных, значительно измененных лав, слои туфов, разнообразные кремнисто-туфогенные породы. Толща сложена в крутые складки север-северо-восточного простирания, разбитые большим числом разломов и прорванные небольшими интрузиями диоритов, диоритовых порфиритов, серпентинизированных ультраосновных пород. Очень сильная дислоцированность пород толщи затрудняет составление ее послойного разреза, несмотря на прекрасные обнажения в прибрежных обрывах.

А. В. Аксеновым в 1957 г. составлен схематичный разрез по обнажениям восточного берега бухты Квачины, между мысами Омгон и Промежуточным:

1. Алевролиты и аргиллиты черные, тонкослоистые, слабо филлитизированные. Видимая мощность 60 *м*.

http://jurassic.ru/

2. Переслаивание мощных пачек черных алевролитов и аргиллитов с маломощными (0,3—0,5 *м*) слоями и линзами мелкозернистых полимиктовых песчаников . . . . . 840 *м*

3. Песчаники темно-серые, среднезернистые, полимиктовые со слоями плотных мелкогалечниковых конгломератов (до 5—7 *м*) . . . . . 250 „

4. Частое переслаивание черных аргиллитов и алевролитов с пластами и линзами мелкозернистых полимиктовых песчаников мощностью 0,2—0,3 *м* 1240 „

5. Песчаники темно-серые, мелкозернистые, переслаивающиеся с черными аргиллитами и алевролитами. Мощность слоев песчаников 1,5—2,0 *м*, алевролитов и аргиллитов 0,8—1,0 *м* . . . . . 340 „

Мощность омгонской толщи, вскрытая разрезом, составляет 2730 *м*.

Разрез более верхней части омгонской толщи обнажается в районе горы Амбон и в щеках долины р. Напаны. Он отличается от вышеприведенного содержанием плотных литокристаллических туфов и кремнистых слоев, местами — потоков лав основного состава.

На мысе Омгон в 1932 г. Б. Ф. Дьяков (1955) и Л. В. Микулич (1935 г.) собрали остатки фауны, среди которых Н. С. Воронец были определены: *Hemiaster* sp., *Inoceramus cuvieri* Sow. (по Böhm'y), *I. labiatus* Schloth., *I. lamarcki* Park., *Inoceramus* cf. *lobatus* Goldf., *I. striatus* Mant., *Inoceramus* sp. (cf. *I. inconstans* Woods), *Pecten* sp., *Turbo* sp. (сборы Б. Ф. Дьякова), *Cycloites* sp., *Ceratotrochus* sp., *Inoceramus* cf. *circularis* (Schlut.) Hoine, *I. costelatus* Woods, *I. sublabiatus* Mull., *Inoceramus* sp. (cf. *I. balticus* Bohm), *Turrilites costatus* Orb. (сборы Л. В. Микулича). Эта фауна определяет возраст омгонской толщи как сеноман — нижний сенон.

В 1960 г. обнажения мыса Омгон изучались Л. И. Дейструковой, которой не удалось установить точную последовательность пород в условиях сложного тектонического строения района. В коллекции органических остатков, собранной из различных, плохо увязанных между собой обнажений, Л. И. Дейструковой и Г. П. Тереховой определены: *Inoceramus* cf. *patootensis* Lor., *Inoceramus* cf. *naumanni* Yok., *Inoceramus* cf. *anglicus* Woods, *Inoceramus* cf. *mandibula* Mordvilko, *Grammatodon sachalinensis* (Schm.), *I.* aff. *tenuistriatus* Nag. et Mag., *Tetragonites* cf. *crassus* (Jimbo), *Margarites* cf. *sachalinensis* Nag., *Inoceramus* ex gr. *lamarcki* Park., *Inoceramus* cf. *subovatus*, *Inoceramus* aff. *cuvieri* Schm., *Rhynchonella* aff. *plicatus* Sow., *Corbicella* cf. *clabiensis* Woods, *Pachydiscus (Parapachydiscus)* aff. *naumann* (Yabe), *Gaudryceras tenuiliratum* Yabe var. *infraeguensis* Yabe. Особый интерес в этой коллекции, содержащей верхнемеловые виды фауны, представляет *Inoceramus* cf. *anglicus* Woods — форма, характерная для альбских отложений побережья Пенжинской губы.

В составе верхнемеловой фауны разреза мыса Омгон выделяются виды, характерные как для сенонских свит Пенжинского района (и ороченской серии о. Сахалина), так и для сеноман-туронских отложений восточного побережья Пенжинской губы (и гиляцкой серии о. Сахалина).

В верхней части омгонской серии, соответствующей ороченской серии, по заключению Охинского стратиграфического совещания, возможно выделение следующих фаунистически охарактеризованных горизонтов или слоев, хорошо сопоставляющихся с расчлененным на горизонты разрезом мела восточного побережья Пенжинской губы: 1) слои с *Inoceramus schmidti, I. orientalis*; 2) слои со *Scaphites* ex gr. *ventricosus*. Основание второго горизонта может быть принято за нижнюю границу ороченской серии. В нижней части омгонской толщи намечается характерный для Пенжинского района горизонт с *Turrilites costatus*.

http://jurassic.ru/

Л. И. Действуковой, кроме фауны, собраны из обнажений в районе мыса Омгон остатки флоры: *Filicales* gen. indet., *Ginkgo adiantoides* (Ung.) Heer, *Nilssonia* cf. *serotina* Heer, *Protophyllocladus* cf. *subintegrifolia* (Lesq.) Berry, *Cephalotaxopsis heterophylla* Holl., *Sequoia* cf. *heterophylla* Velen., *Glyptostrobus*(?) *groenlandicus* Heer, *Platanus* cf. *primaeva* Lesq., *Platanus marginata* (Lesq.) Heer, *P. aceroides* Goepp., *Platanus* ex gr. *cuneiformis* Krass., *Magnolia* cf. *alternans* Heer, *Magnolia* cf. *hyperborea* Krysht., *Acer* aff. *collieri* Holl., *Hicoria* sp. (ex gr. *duriuscula* Holl.), *Macclintockia* sp. indet. Эти остатки, по мнению определявшей их А. Ф. Ефимовой, характеризуют нижний сенон и, может быть, верхний турон.

Общими особенностями верхнемеловых отложений Пенжинской структурно-фациальной зоны являются: относительно мелководный характер морских осадков, большое количество грубообломочных пород, обильное содержание органических остатков, переслаивание морских и континентальных угленосных отложений, небольшое количество вулканического материала в толщах. Все эти особенности резко выражены в более северных районах зоны. В пределах восточного берега Пенжинской губы работами М. И. Пергамента и др. выяснено постепенное, закономерное развитие в верхнемеловых отложениях в северном направлении континентальных угленосных отложений, увеличение содержания грубообломочных пород и др.

Эти закономерные изменения проявляются, по-видимому, и на дальнейшем простирании Пенжинской зоны, закрытом водами Охотского моря, чем обусловлены сравнительно резкие отличия верхнемелового разреза мыса Омгон по сравнению с Пенжинским районом, хотя обе эти территории относятся к одной структурно-фациальной зоне. Изменения эти выражаются в более глубоководном характере отложений и, соответственно, в меньшем содержании грубообломочных пород, недоразвитости на Западной Камчатке верхнемеловых угленосных толщ, увеличении в юго-западном направлении, интенсивности тектонических процессов, проявляющемся в более сильных дислокациях верхнемеловых отложений мыса Омгон и в содержании ими значительных количеств вулканического материала, многочисленных интрузивных тел и пр. Таким образом, смена мелководных прибрежных обстановок, характерных для позднего мела района Пенжинской губы, более глубоководными условиями проявляется не только в юго-восточном направлении (поперечном к направлению структурно-фациальных зон), но и в юго-западном, по простиранию верхнемеловых и третичных структур Камчатского полуострова.

Камчатская структурно-фациальная зона

Верхнемеловые отложения Камчатской структурно-фациальной зоны, охватывающей почти всю площадь Камчатского полуострова, описаны здесь по главным тектоническим районам полуострова с запада на восток, а в пределах этих районов в направлении с севера на юг.

Западный Камчатский прогиб

В пределах Западной Камчатки верхнемеловые породы Камчатской структурно-фациальной зоны известны на небольших площадях Тигильского и Кинкильского поднятий. По своему характеру эти породы близки к описанным верхнемеловым отложениям мыса Омгон, но отличаются от них значительно большим содержанием вулканического материала.

http://jurassic.ru/

Нижняя часть верхнемелового разреза сложена преимущественно плотными, зеленоватыми, мелко- и среднезернистыми песчаниками, переслаивающимися с черными алевролитами и аргиллитами. Мощность пород такого состава, объединяемых в лесновскую серию, составляет около 2500 *м*. Нижняя граница лесновской серии остается неизвестной. В верхней части серии появляются слои туфов и туфогенно-кремнистых пород, и она постепенно переходит в преимущественно вулканогенно-кремнистые образования ирунейской серии.

К ирунейской серии относятся породы, слагающие отдельные возвышенности в верховьях рек Белоголовой и Хайрюзовой, хребты Хайрюзовский, Ирунейский и Медвежий, а также участки морского берега в районе сел. Паланы. Они представляют собой главным образом порфириты, литокристалловые туфы и разнообразные туфогенно-кремнистые сланцы. Породы в большинстве своем плотные, крепкие, плохослоистые, окрашенные в темно-зеленые, красно-бурые и темно-серые цвета. Залегают они пластами мощностью от 2—3 *м* до нескольких десятков метров. Толща сложена в очень крутые складки северо-восточного простирания, часто осложненные плойчатостью, прорывается интрузиями диоритов, дайками диабазовых порфиритов, габбро-порфиритов и андезитовых порфиритов.

В нижней части ирунейской серии М. Ф. Двали в 1932 г. выделил так называемый паланский горизонт, сложенный преимущественно яркоокрашенными кремнистыми сланцами и кремнисто-туфогенными породами, содержащими верхнемеловую, сенонскую, фауну. В кремнистых сланцах паланского горизонта М. Ф. Двали обнаружил линзы марганцевой (псиломелан — вад) руды.

Н. Е. Калинникова (1958 г.) приводит следующий разрез паланского горизонта, обнажающийся на берегу Охотского моря к северу от устья р. Паланы:

1. Сланцы кремнистые, красные и зеленые	47 *м*
2. Кремнисто-туфогенные породы серые с массовыми скоплениями остатков раковин *Inoceramus* aff. *digitatus* Sow., *Helcion giganteus* var. *depressa* Schm. (впервые обнаруженных в 1932 г. М. Ф. Двали)	16 „
3. Сланцы кремнистые, красные и зеленые	15 „
4. Агломерат светло-зеленый, состоящий из обломков кремнистых сланцев и призматического слоя иноцерамов, сцементированных туфогенно-кремнистым цементом	16 „
5. Туффиты пелитовые, зеленовато-серые	20 „
6. Сланцы кремнистые, буро-красные	40 „
7. Сланцы кремнистые, темно-серые	60 „

Общая мощность разреза 214 *м*.

Б. Ф. Дьяков в 1932 г. в Тигильском районе по р. Таенской в аналогичных породах встретил скопление остатков крупных *Inoceramus*, похожих на *Inoceramus digitatus* Sow. В той же толще (может быть, в несколько более высоких слоях) Б. Ф. Дьяков в Медвежьем хребте обнаружил остатки *Inoceramus* cf. *orientalis* Sok., *I.* aff. *sachalinensis* Sok., *I. schmidti* Mich. В 1961 г. Т. Ф. Мороз в западных отрогах Медвежьего хребта собрал остатки фауны: *Inoceramus* aff. *schmidti* Mich., *I. irunensis* Perd. (in coll.), *I.* sp. (aff. *I. patootensis* Sok.). Фауна определялась М. А. Пергаментом.

Среднюю часть ирунейской серии в районе р. Напаны, по данным Н. Е. Калинниковой, слагают андезитовые порфириты и их литокристалловые туфы, переслаивающиеся с туфогенно-кремнистыми сланцами. Мощность отдельных слоев порфиритов и туфов колеблется от 10 до 50 *м*, сланцев — от 3 до 20 *м*. Мощность этой части разреза составляет 700—800 *м*.

http://jurassic.ru/

В строении остальной, верхней, части ирунейской серии мощностью 500—600 *м* участвуют переслаивающиеся между собой окремненные литокристалловые туфы и туфогенно-кремнистые сланцы.

Общая мощность ирунейской серии, обнажающаяся на морском берегу к северу от устья р. Паланы, составляет 1500—1600 *м*.

На горе Ируней распространена примерно средняя часть ирунейской серии, имеющая в обнажениях следующий состав:

1. Туфы пепловые и кристалло-пепловые, измененные, с редкими маломощными прослоями туфогенно-кремнистых сланцев . . . . . 450 *м*
2. Кремнисто-туфогенные сланцы, переслаивающиеся с пластами пепловых туфов . . . . . 200 „
3. Туфы андезитовые псефитовой структуры, неслоистые . . . . . 100 „

Общая мощность 750 *м*.

В породах, слагающих гору Ируней, Т. Ф. Мороз в 1961 г. обнаружил остатки: *Inoceramus orientalis* Sok., *I. irunensis* Perg. (in coll.), *Brunonia* cf. *grandis* Mull., обломок *Gaudryceras*(?) sp. indet. (определения М. А. Пергамента).

Сходными породами сложен хребет Медвежий. Залегающие в основании его разреза пепловые туфы достигают мощности 500 *м*. Среди них отмечаются пластовые залежи андезитовых порфиритов мощностью 20—50 *м*. Выше туфов лежат туфогенно-кремнистые сланцы мощностью не менее 400 *м*.

Как выяснено исследованиями Е. П. Кленова (1960 г.) и Т. Ф. Мороза (1962 г.), к ирунейской серии относится и выделявшаяся Б. Ф. Дьяковым пенсантайнская толща, слагающая хребет Пенсантайн[1] и возвышенность Березовый Мыс, которая расположена на северо-восточном продолжении хребта, в верховьях р. Напаны. Б. Ф. Дьяков предполагал ее нижнемеловой — среднеюрский возраст. По составу породы пенсантайнской толщи ничем не отличаются от ирунейских. Новообразования эпидота и хлорита в эффузивах, туфах и туфогенно-кремнистых породах хребта Пенсантайн, давшие повод Б. Ф. Дьякову выделить здесь эпидото-хлорито-альбитовые сланцы, обусловлены гидротермальной деятельностью, связанной с многочисленными интрузиями.

Верхняя граница ирунейской серии остается невыясненной. Породы серии обычно несогласно перекрываются палеогеновыми конгломератами. Л. В. Микулич и Б. Ф. Дьяков в среднем течении р. Хайрюзовой выделили вулканическую хайрюзовскую толщу, согласно лежащую на породах ирунейской серии. Толща эта сложена темно-серыми и черными, плотными, массивными порфиритами и их туфобрекчиями. Подчиненное значение в толще имеют более мелкообломочные туфы, туфогенные песчаники и гравелиты. Породы прорваны интрузиями диоритовых порфиритов, кварцевых порфиритов, диабазовых порфиритов. Мощность толщи примерно 1500 *м*.

По данным К. Г. Волкова (1958 г.), хайрюзовская толща имеет дальнейшее простирание в верховья р. Белой, где ее разрез имеет следующий характер:

1. Туфобрекчии темно-серые с пластами и линзами литокристалловых туфов . . . . . 60 *м*
2. Туфы литокристалловые, темные, массивные, плотные . . . 400 „
3. Порфириты андезитовые, зеленовато-серые и черные, плотные, массивные . . . . . 600—700 „
4. Песчаники среднезернистые, известковистые, зеленовато-серые, содержащие пласты и линзы гравелитов . . . . . Около 70 „

Общая мощность составляет примерно 1000—1100 *м*.

[1] В старых работах фигурирует название Пансатайн, на новых картах — хребет Пенсантайн. В соответствии с этим в геологической литературе укоренилось и новое написание наименования толщи — «пенсантайнская» вместо «пансатайнская».

http://jurassic.ru/

Палеонтологических остатков в хайрюзовской толще не встречено, и вопрос, представляет ли она фациальное видоизменение ирунейской серии или самостоятельную стратиграфическую единицу, остается невыясненным.

Камчатско-Корякский антиклинорий

Мезозойские отложения в Камчатско-Корякском антиклинории обнажаются на севере Камчатского полуострова, в бассейнах рек Лесной, Шаманки, Караги, Белой (Лесновское поднятие), а также в южной части Срединного хребта.

Лесновское поднятие

Среди мезозойских отложений Северной Камчатки выделяются две серии пород: лесновская, сложенная терригенными отложениями, и ирунейская, представляющая собой вулканогенно-кремнистую формацию.

Лесновская серия. Породы лесновской серии обнажаются в водораздельной части Срединного хребта, протягиваясь от верховьев р. Кинкиль на юге до истоков р. Пустой на севере. Представлена она песчаниками и слабо метаморфизованными (филлитизированными) алевролитами и аргиллитами. Обычно эти породы переслаиваются между собой, образуя слои мощностью от 0,1 до 10 *м*. Серия сложена в крутые, нарушенные разломами складки северо-восточного простирания и прорвана интрузиями гранитоидов и ультраосновных пород.

Н. Е. Калинникова в 1959 г. приводит описание разреза лесновской серии, обнажающейся в верховьях р. Правой Лесной:

1. Аргиллиты тонкослоистые, черные с редкими тонкими (0,1—0,2 *м*) прослоями темно-серых, мелкозернистых, полимиктовых песчаников . . .	140 *м*
2. Часто переслаивающиеся темно-серые песчаники, аргиллиты и алевролиты (мощность слоев 0,1—0,2 *м*)	1000 „
3. Песчаники мелкозернистые, полимиктовые с редкими маломощными (0,3 *м*) прослоями аргиллитов	500 „
4. Аргиллиты с линзами алевролитов и песчаников	1200 „

Общая мощность 2800—2900 *м*.

В верховьях р. Белой А. М. Садреев в 1959 г. наблюдал следующий разрез верхней части серии:

1. Песчаники мелкозернистые, полимиктовые, темно-серые, переслаивающиеся с темно-серыми алевролитами (мощность пластов песчаников 0,07—0,10 *м*, алевролитов 0,15—0,20 *м*)	Более 20 *м*
2. Ритмично переслаивающиеся среднезернистые и мелкозернистые полимиктовые песчаники и темно-серые алевролиты; мощность ритмов 0,3—0,5 *м*	120 „
3. Песчаники разнозернистые, полимиктовые, залегающие слоями мощностью 1—7 *м*, переслаивающиеся с темно-серыми алевролитами, содержащими эллипсоидальные стяжения известково-глинистого состава; мощность алевролитов 2—3 *м*	120 „
4. Частопереслаивающиеся алевролиты и мелкозернистые полимиктовые песчаники; характерны резкие границы между прослоями, мощность которых 0,2—0,4 *м*; часто на верхней поверхности песчаников имеются следы волновой ряби	70 „
5. Переслаивающиеся темно-серые, полимиктовые, мелкозернистые песчаники и аргиллиты; мощность отдельных слоев 0,2 *м*	40 „
6. Алевролиты темно-серые, тонкослоистые с конкрециями известково-железистых алевролитов дисковидной формы диаметром 0,2 *м* .	60 „
7. Переслаивающиеся мелкозернистые полимиктовые песчаники, аргиллиты и алевролиты; мощность слоев 0,1—0,2 *м*	70 „

Общая мощность видимой части разреза около 500 *м*.

http://jurassic.ru/

А. В. Щербаков (1941б) указывает на петрографические особенности пород лесновской серии, обнажающихся в верховьях рек Караги и Панкары. Песчаники состоят преимущественно из окатанных обломков кварца, плагиоклазов, обломков андезитовых порфиритов. В алевролитах обломки представлены плагиоклазом, кварцем, рудными минералами, чешуйками хлорита. Вторичные новообразования — кварц, карбонаты, хлорит.

Органических остатков в породах лесновской серии не обнаружено. Вверх по разрезу осадочные обломочные породы серии, по-видимому, постепенно сменяются вулканогенно-кремнистыми породами, содержащими сенонскую фауну и относящимися к ирунейской серии. Г. И. Агальцов, работавший в бассейне р. Шаманки, предполагает фациальный взаимопереход пород лесновской и ирунейской серий; убедительных данных в пользу этого он, однако, не приводит.

Большая мощность пород, объединяемых в пределах Лесновского поднятия в лесновскую серию, вместе с плохой изученностью серии и очень сложной тектоникой района вызывают необходимость осторожно подходить к определению возраста пород Лесновского поднятия. Исключать возможность более древнего, чем верхний мел, возраста слагающих его пород нельзя. А. В. Щербаков отмечал на перевале из р. Правой Караги в р. Оветкотану более древние, по его предположению, чем мезозойские, породы, представленные значительно метаморфизованными туфогенными породами. Д. Е. Саватеев предположительно к мезозою относил сравнительно сильно метаморфизованные песчаники и аргиллиты с кварцевыми жилами в верховьях р. Белой.

Ирунейская серия. Породы, слагающие ирунейскую серию, развиты в верховьях рек Лесной, Караги, Тымлат. В ее составе преимущественным распространением пользуются кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы, яшмы, порфириты, спилиты, их туфы, туфогенные песчаники и алевролиты. Перечисленные породы переслаиваются между собой, слагая пласты мощностью от десятков сантиметров до 10—15 *м*. Для них характерна зеленая, красная и черная окраска. По А. В. Щербакову (1941б), вулканические породы ирунейской серии в верхнем течении рек Караги, Дранки, Панкары характеризуются следующими особенностями. Эффузивы имеют палеотипный облик; лишь в редких случаях по реликтам структуры распознаются порфириты андезитовые и базальтовые; иногда наблюдаются остатки цветных минералов (пироксены); плагиоклазы сильно пелитизированы. Вторичные минералы — карбонаты, кварц, хлорит, цеолиты. Туфы и туфобрекчии состоят из угловатых обломков порфиритов, сцементированных вулканическими пеплами и вторичными продуктами (кварц, карбонаты, алунит, окислы железа). Породы сложены в крутые, часто опрокинутые складки северо-восточного простирания и прорваны интрузиями гранитоидов.

В бассейне р. Белой А. М. Садреев в 1959 г. наблюдал следующий разрез ирунейской серии:

1. На полимиктовых песчаниках, слабо метаморфизованных аргиллитах и алевролитах лесновской серии согласно лежит толща переслаивающихся кремнистых алевролитов, аргиллитов и песчаников; мощность слоев 0,2—2,0 *м*. Характерной особенностью является наличие эллипсоидальных кремнистых конкреций и обломков раковин иноцерамов	250 *м*
2. Сланцы кремнистые и кремнисто-глинистые, переслаивающиеся с тонкими прослоями аргиллитов и полимиктовых песчаников	80 „
3. Аргиллиты тонкослоистые, темно-серые	60 „
4. Сланцы кремнистые с обломками раковин, переслаивающиеся с туфогенными аргиллитами и литокристалловыми туфами; мощность слоев 0,1—0,4 *м*	240 „

http://jurassic.ru/

5. Переслаивающиеся порфириты, спилиты, туфо- и лавобрекчии; мощность слоев 2—10 *м* . . . . . 250 *м*
6. Сланцы кремнистые с прослоями мелкозернистых полимиктовых песчаников и гравелитов мощностью до 0,4 *м* . . . . . 620 „
7. Переслаивающиеся кремнисто-глинистые сланцы и алевролиты с многочисленными отпечатками раковин иноцерамов . . . . . 130 „
8. Чередование порфиритов, спилитов, кератофиров, туфо- и лавобрекчий порфиритов; мощность пластов 2—15 *м* . . . . . 450 „
9. Туфы литокристалловые, пестроокрашенные, переслаивающиеся с зеленовато-серыми, мелкозернистыми, полимиктовыми песчаниками и гравийными конгломератами; мощность слоев 0,1—15 *м* . . . . . 350 „

Суммарная мощность 2470 *м*.

Серия охарактеризована сенонской фауной, собранной в 1957 г. А. М. Садреевым в бассейне р. Белой. А. Ф. Ефимовой из этой коллекции были определены: *Inoceramus sachalinensis* Sok., *I.* sp. indet., *Pelecypoda* gen. indet, *I.* cf. *schmidti* Mich., *I. undulato-plicatus* Roem., *Coclasmilla*(?) cf. *loxa* M. Edw. et Haim.

Обломки крупных иноцерамов *Inoceramus shmidti* Mich. в ряде пунктов Карагинского района обнаружил в кремнистых сланцах Д. Е. Саватеев в 1950 г.

В 1961 г. И. Ф. Мороз и Н. К. Дмитриенко в междуречье Кичига-Белая встретили остатки *Inoceramus* cf. *schmidti* Mich., *I.* cf. *sachalinensis* Sok., *Gaudryceras tenuiliratum* Yabe. По мнению М. А. Пергамента, определявшего фаунистические остатки, возраст содержащих их пород сантон-кампанский или кампанский.

В 1960 г. Д. С. Несвит на п-ове Ильпинском обнаружил остатки сенонского аммонита *Gaudryceras* cf. *tenuiliratum* Yabe (определения В. Н. Верещагина) в горстовом выступе верхнемеловых пород; из повторных сборов, проведенных здесь в том же году, М. Я. Серовой и Н. К. Архангельским установлен *Gandryceras* cf. *sachalinensis* (Schm.).

Южная часть Срединного хребта

Верхнемеловые отложения в южной части Срединного хребта имеют широкое распространение. Почти непрерывная полоса верхнего мела окаймляет с северо-востока и востока Срединный Камчатский массив древних пород. Значительные площади выходов, возможно, верхнемеловых пород имеются на западных склонах Срединного Камчатского массива.

Среди верхнемеловых отложений на юге Камчатки до недавнего времени выделялись две серии: ирунейская и кирганикская. Высказывались предположения, что мощные палеонтологически неохарактеризованные терригенные отложения, объединяемые в кихчикскую серию, также относятся, во всяком случае частично, к верхнему мелу и представляют собой аналоги лесновской серии. Очевидным это стало после находки А. Ф. Марченко в бассейне р. Воровской (по р. Порожистой) в толще, ранее относимой к кихчикской серии, обломков призматического слоя иноцерамов, по заключению А. Ф. Ефимовой, принадлежащего иноцерамам мелового, возможно верхнемелового, возраста. Слои с фауной заключены в толще, сложенной песчаниками, алевролитами, филлитовидными сланцами, которую А. Ф. Марченко назвал хозгонской свитой.

Хозгонская свита. По исследованиям А. Ф. Марченко, свита лежит, по-видимому, несогласно на кихчикской серии и может быть сопоставлена с частью (видимо верхней) лесновской серии. В составе свиты преобладают темные филлитовидные сланцы, черные алевролиты и серые песчаники, чередующиеся между собой. Характерной особенностью отложений является содержание кремнистых и песчанистых

http://jurassic.ru/

дисковидных конкреций до 20 *см* в поперечнике. Кроме того, в ряде пунктов (реки Хозгон, Средняя Воровская) были встречены слои яркоокрашенных окремнелых туфов — белых, зеленых и красных.

Нижняя часть хозгонской свиты наблюдалась по р. Порожистой, где по описанию А. Ф. Марченко, на граувакковых песчаниках кихчикской серии, содержащих линзы темных аргиллитов, лежат:

1. Конгломераты с хорошо окатанной галькой граувакковых песчаников и других пород . . . . . 10 *м*
2. Аспидновидные сланцы с редкой мелкой галькой . . . . . 15 „
3. Алевролиты черные, тонкослоистые . . . . . 50 „
4. Чередование алевролитов и мелкозернистых песчаников, содержащих известковистые конкреции; в последних имеются остатки радиолярий . . . 60 „

Общая мощность 135 *м*.

Более верхние слои хозгонской свиты наблюдались А. Ф. Марченко по притоку р. Средней Воровской, где им описан следующий разрез:

1. Чередование аспидновидных сланцев и алевролитов, содержащих кремнистые конкреции с остатками фауны *Inoceramus* sp. indet. . . . . 20 *м*
2. Алевролиты черные . . . . . 50 „
3. Аспидновидные сланцы с кремнистыми конкрециями и прослоями кремнисто-туфогенных пород мощностью до 1 *м*; в последних содержатся радиолярии и обломки призматического слоя иноцерамов. А. И. Жамойда среди радиолярий определил формы, принадлежащие родам: *Cenosphaera, Carposphaera* (или *Tenosphaera*), *Rhodosphaera, Cenellipsis, Porodiscus, Dictiomitra, Lithostrobus, Lithocampe* и подсемейству Euchitoninae. По мнению А. И. Жамойды, определенные остатки радиолярий свидетельствуют «о более молодом, чем триасовый», возрасте вмещающих пород. В. Н. Яковлев, просмотревший эти образцы, считает более вероятным меловой их возраст. Оба исследователя отмечают, что радиолярии подобны описанным А. В. Хабаковым из коллекции П. В. Чурина и С. Ф. Машковцева, собранной в бассейне р. Вывенки (Северная Камчатка) . . . . . 40 „
4. Аспидновидные сланцы с прослоями песчаников . . . . . 130 „

Общая мощность разреза 240 *м*.

В верхней части разреза свиты (на водоразделе рек Правой Воровской и Перевальной) залегает толща мощностью около 300 *м* чередующихся аспидновидных сланцев и черных алевролитов. Стратиграфически выше залегают кремнистые сланцы, принадлежащие ирунейской серии. Общий обнаженный интервал хозгонской свиты составляет 675 *м*.

Общая мощность свиты, по предположению А. Ф. Марченко, не менее 1300—1400 *м*.

Ирунейская серия. Ирунейская серия развита главным образом вдоль восточного склона Срединного хребта, в верховьях левых притоков р. Камчатки: Андриановки, Кенсол, Санопадь и др. На западных склонах Срединного хребта породы ирунейской серии наблюдаются в бассейнах рек Средней Воровской, Ичи, Облуковины. Это главным образом кремнистые сланцы, окремненные алевролиты, различные туффиты, туфы, потоки измененных лав (спилиты, базальтовые порфириты), филлитизированные глинистые сланцы и песчаники. Породы переслаиваются между собой, образуя пласты мощностью от 0,1 до 40 *м*. Для них характерна пестрая окраска в зеленых, красных, черных и серых тонах.

Наиболее полный разрез ирунейской серии описан В. К. Ротманом в 1958 г. в бассейнах рек Стратиковской и Жупанки:

1. Переслаивание кремнистых алевролитов, содержащих радиолярии, и филлитизированных глинистых сланцев . . . . . 290 *м*
2. Туффиты псефитовые с обломками спилитов, алевролитов и кристаллов моноклинного пироксена . . . . . 220 „
3. Песчаники полимиктовые, темно-зеленые с карбонатным цементом . 20 „

http://jurassic.ru/

4. Туффиты псаммитовые с прослоями алевролитов и кремнистых сланцев . . . . . 50 *м*
5. Туффиты темно-зеленые, неслоистые с обломками радиолярий . . . 100 „
6. Частопереслаивающиеся окремненные алевролиты и полимиктовые песчаники . . . . . 400 „
7. Переслаивающиеся алевритовые и псаммитовые литокристалловые туфы . . . . . 400 „
8. Туфы литические, псефитовые . . . . . 160 „
9. Туфы кристалловые, алевритовые и псаммитовые . . . . . 70 „
10. Переслаивающиеся полимиктовые песчаники и окремненные алевролиты . . . . . 150 „

Общая мощность разреза достигает 2000 *м*.

Сходный характер разрезов наблюдали в 1958 г. А. Ф. Марченко, М. И. Горяев и М. М. Лебедев в бассейнах рек Коль, Доброй, Кирганик и Быстрой. Здесь во всех разрезах наблюдается частое переслаивание пестроокрашенных кремнистых сланцев с псаммитовыми и алевропсаммитовыми литокристалловыми туфами. Мощность отдельных слоев 0,1—10 *м*. Общая мощность разрезов 1300—1400 *м*.

В южной части Срединного хребта по рекам Карымчиной и Банной Г. М. Власов и В. М. Цимбал в составе ирунейской серии отмечают большое количество агломератовых туфов и туфогенных конгломератов довольно значительной мощности. В некоторых случаях в конгломератах встречались гальки метаморфических пород. В бассейне р. Банной Г. М. Власов в 1940 г. обнаружил в кремнистых сланцах обломки раковин верхнесенонского *Inoceramus schmidti* Michl.

В 1957 г. обломки призматического слоя иноцерамов были обнаружены А. Ф. Марченко по левому притоку р. Камчатки — р. Санопадь; в этом же году сборы верхнемеловой фауны здесь повторил С. В. Сендек. В следующем году А. Ф. Марченко встретил по р. Кенсол остатки иноцерамов, по заключению А. Ф. Ефимовой, принадлежащие к сантон-кампанским формам. В 1958 г. В. К. Ротман встретил в туфогенных породах р. Правой Андриановки остатки верхнесенонского *Inoceramus* cf. *orientalis* Sok. (определение Ю. Г. Миролюбовой). Наконец, в 1960 г. обломки призматического слоя иноцерамов обнаружил в крайней южной части Срединного хребта В. Н. Бондаренко. Разрезы ирунейской серии отличаются фациальной невыдержанностью. В одних районах преобладают эффузивы и туфы, в других — туффиты и кремнистые сланцы. А. Ф. Марченко подметил на территории восточного склона Срединного хребта (бассейны рек Андриановки, Кенсол, Санопадь) значительное развитие эффузивно-пирокластических пород, которые в западном направлении постепенно уступают место туффитам и кремнистым сланцам.

Переход терригенных отложений лесновской серии в вулканогенно-кремнистые образования ирунейской серии, судя по немногочисленным обнажениям, осуществляется совершенно постепенно. Взаимоотношения ирунейской серии с вышележащими породами изучено плохо. Лишь В. К. Ротманом в 1959 г. в верховьях р. Левый Кирганик наблюдалось согласное, по его мнению, залегание на туффитах и окремненных туфах ирунейской толщи грубообломочных порфиритовых туфов и туфобрекчий кирганикской серии.

Кирганикская серия. Впервые эта серия была выделена как самостоятельная стратиграфическая единица Б. Ф. Дьяковым в бассейне рек Кирганика и Андриановки. Отсюда она распространяется на юг полосой вдоль восточного склона Срединного хребта до р. Озерной Камчатской.

В последующем вопрос существования самостоятельной кирганикской толщи вызвал оживленную дискуссию камчатских геологов. А. Ф. Марченко порфириты и грубообломочные туфы, относимые

http://jurassic.ru/

Б. Ф. Дьяковым к кирганикской толще, считал фациальным видоизменением вблизи вулканических очагов верхнесенонской ирунейской серии, доказывая их постепенный переход по мере движения на запад в кремнисто-туфогенные отложения ирунейской серии. В пользу этого говорили находки по рекам Андриановке и Санопадь в туфогенных породах, ранее относимых к кирганикской толще, сенонских форм иноцерамов, характерных для ирунейской серии.

С другой стороны, большое содержание в туфогенных породах, которые относились к кирганикской серии, пыльцы покрытосеменных третичных форм (палинологический анализ А. И. Мячиной) склоняло Ю. В. Макарова и М. И. Горяева и других исследователей к мнению о более молодом, вероятно палеогеновом, возрасте этих отложений. Уточнение, благодаря главным образом работам В. К. Ротмана в 1958—1960 гг., палеонтологической и палеоботанической характеристики кирганикской толщи показало бесспорное существование молодой (верхний сенон-дат?) вулканогенной, в некоторых частях разреза туфогенно-осадочной, кирганикской серии, находящейся с ирунейской серией и третичными вулканогенными породами Центральной Камчатки в еще недостаточно выясненных взаимоотношениях.

Лучше всего кирганикская серия обнажена в междуречье Левого Кирганика — Андриановке, где она была подробно описана в 1958 г. В. К. Ротманом, давшим следующий ее разрез.

Нижняя толща кирганикской серии обнажается в верховьях левого притока р. Правой Андриановки. В основании ее лежат грубообломочные порфиритовые туфы или роговообманково-пироксеновые порфириты с большим количеством порфировых вкрапленников. Порфириты переслаиваются с крупнообломочными литическими туфами. Туфы содержат в обломках роговообманково-пироксеновые, пироксеновые, роговообманковые и пироксеново-плагиоклазовые порфириты; встречаются и более раскристаллизованные разности пород типа мелкозернистого габбро; местами туфы переходят в туфоконгломераты, содержащие окатанные обломки порфиритов до 10—20 *см* и более в поперечнике. В толще туфов и порфиритов встречаются дайки диабазов, альбитизированных плагиопорфиров и неправильные тела спилитов, спилитовых и базальтовых порфиритов. Породы обычно окварцованы. Плагиоклаз альбитизирован.

Спилиты представляют собой афировые породы, чаще миндалекаменные, состоящие из хлорита, альбитизированного плагиоклаза, иногда со значительным содержанием пироксена и магнетита. Структура их спилитовая, метельчатая или пилотакситовая. Спилитовые порфириты, в отличие от спилитов, содержат крупные вкрапленники плагиоклаза, обычно альбит-олигоклаза, иногда основного (андезин-лабрадора). Реже во вкрапленниках присутствует моноклинный пироксен.

Эффузивные диабазы состоят из моноклинного пироксена, альбитизированного плагиоклаза, хлорита, магнетита. Структура пород микродиабазовая, реже габбро-диабазовая.

Мощность нижней толщи ориентировочно определяется В. К. Ротманом в 1000—1100 *м*.

Средняя толща кирганикской серии сложена преимущественно переотложенными вулканическими породами. Она хорошо обнажается на водоразделе р. Андриановки и правого притока р. Жупанки, в верховьях р. Жупанки и по р. Благовидовой (правый приток р. Левый Кирганик). Разрез толщи начинается плохо сортированными конгломератами с галькой размером от 3 до 10 *см*. Галька представляет собой окатанные обломки плагиоклазовых порфиритов и порфиров, цемент — тонкоизмельченная масса тех же эффузивов, сильно хлоритизированная и пренитизированная. Мощность конгломератов 120 *м*.

http://jurassic.ru/

Выше лежит слой черных алевритовых туфов мощностью около 10 *м*, затем следует переслаивание тех же алевролитов с туфоконгломератами общей мощностью 100 *м*. Выше в интервале нормальной мощности разреза в 90 *м* алевритовые туфы переслаиваются с туфогенными песчаниками; здесь собрана фауна пластинчатожаберных и мшанок, ближе неопределенная. Верхняя часть разреза толщи выражена туфоконгломератами, переслаивающимися с туфогенными гравелитами, песчаниками и алевролитами, содержащими углистые прослои. В последних В. К. Ротман собрал флору, в которой Б. М. Штемпель определил: *Equisetites arctica* Heer, *Lygodium kaulfussii* Heer, *Metasequoia disticha* (Heer) Miki, *Clyptostrobus* cf. *europaeus* (Br.), *Glyptolepis orientalis* Schtemp,. *Poacites* cf. *tenuestriatus* Heer, *Corylus yelisejevii* Krysht., *Magnolia* cf. *Kryshtofovichi* Borsuk, *Platanus* cf. *coloradensis* Knowlt, *Platanus primalva* Lecq., *Phyllites* sp., *Dicotyledones*.

Общая мощность средней толщи колеблется от 250 до 500 *м*.

Таблица 3

Химический состав лав ирунейской и кирганикской серии (по В. К. Ротману)

Компоненты	Содержание, %			
	1	2	3	4
SiO_2	46,92	47,44	48,76	53,88
TiO_2	1,70	0,61	0,76	0,70
Al_2O_3	16,97	15,82	14,47	17,91
Fe_2O_3	5,09	6,72	5,81	5,08
FeO	7,96	4,32	4,26	3,43
MnO	0,28	0,26	0,30	0,17
MgO	4,59	5,42	5,23	4,30
CaO	9,60	8,00	6,63	4,30
Na_2O	2,67	4,60	3,79	3,44
K_2O	0,37	2,47	3,74	2,76
H_2O	0,66	0,29	0,25	0,26
П.п.п.	3,96	2,48	2,91	1,88
S	—	0,01	<0,01	—
P_2O_5	—	0,63	0,37	—
Сумма . .	100,77	99,07	97,29	100,07

1 — спилитовый порфирит ирунейской серии; 2 — авгитовый порфирит нижней толщи кирганикской серии; 3 — авгитовый порфирит верхней толщи кирганикской серии; 4 — роговообманковый порфирит верхней толщи кирганикской серии.

Верхняя толща распространена на левом берегу р. Андриановки в ее среднем течении, в верховьях р. Жупанки и на правом берегу р. Левый Кирганик, вблизи его слияния с Правым Киргаником. Она сложена преимущественно лавами и грубообломочными порфиритовыми туфами, иногда содержащими валуны порфирита. Среди порфиритов преобладают плагиоклазовые и плагиоклаз-пироксеновые разности, нередко миндалекаменные. Встречаются типичные шаровые лавы. Породы сильно, но неравномерно хлоритизированы; наряду с сильно разложенными породами встречаются лавы «кайнотипного» облика с пилотакситовой или интерсертальной структурой основной массы. В основной массе, кроме плагиоклаза, встречается и калиевый полевой шпат. Общая мощность верхней толщи более 1000 *м*. Кирганикская толща

http://jurassic.ru/

прорвана большим количеством интрузивов диоритов, кварцевых диоритов, гранодиорит-порфиров, диоритовых порфиритов, монцонитов.

Общая мощность кирганикской серии колеблется от 2250 до 2600 *м*.

По химическому составу лавы кирганикской серии (табл. 3) близки к типичным породам спилито-кератофировой формации (преобладают спилиты и диабазы). От основания серии к ее верхним слоям наблюдается некоторое раскисление лав от пикрито-базальтовых до андезито-базальтовых. В туфоконгломератах и песчаниках средней толщи преобладающие породы в обломках приближаются по составу к дацитам.

Сходный состав кирганикская серия имеет и в других районах. Повсеместно для нее очень характерны выступающие в обрывах скалистые обнажения массивных порфиритов, в промежутках между которыми, соответствующих выходам менее прочных туфов, наблюдаются западины рельефа. Типичными для кирганикских отложений являются темные, почти черные, тонкослоистые алевритовые и пелитовые туфы и туффиты. Кирганикские лавы менее разложены, чем ирунейские. В вулканогенно-осадочных породах кирганикской серии, по-видимому, отсутствуют настоящие кремнистые сланцы.

Образование кирганикской серии связано с подводными извержениями лав основного состава, причем если при отложении ирунейской серии вулканизм происходил в условиях относительно глубоких морских прогибов, то время накопления кирганикской серии характеризовалось появлением уже вулканических островов, за счет частичного размыва которых образовались мощные толщи туфоконгломератов. Отложение средней толщи слоистых туфогенных пород с фауной и растительными остатками отвечает, по мнению В. К. Ротмана, периоду временного ослабления вулканической энергии.

Взаимоотношения кирганикской серии с ирунейской и более молодыми третичными вулканогенными толщами осталось невыясненным. По мнению В. А. Ярмолюка, кирганикская толща лежит на ирунейской несогласно. Основанием для такого заключения явилось содержание в кирганикской толще обломков кремнистых пород, характерных для ирунейской серии. В. К. Ротман в одном из таких обломков обнаружил остатки призматического слоя иноцерамов, характерных для кремнистой ирунейской толщи. В настоящее время большинство исследователей склоняется к тому, что кирганикская толща имеет позднемеловой (маастрихт-датский) возраст. Флора, собранная в толще, по мнению М. И. Борсук и Б. М. Штемпеля, характерна для конца мелового периода. Л. В. Криштофович, К. П. Евсеев, И. А. Коробков, просмотревшие собранную в средней толще кирганикской серии фауну, сообщили, что подобная фауна не встречалась в третичных отложениях СССР[1].

[1] А. Д. Кочетковой в 1960 г. был определен следующий родовой состав остатков фауны, собранных М. И. Горяевым в тех же пунктах, откуда происходят остатки фауны, коллекционированные В. К. Ротманом: *Ostrea* sp. indet., *Solen* sp., indet., *Thracia* sp., *Modiolus* sp. *Cardita* sp., *Crassatellites* sp., *Glycimeris* sp. indet., *Pododesmus* sp., остатки крупных груборебристых *Lima* sp., напоминающих олигоценовую *Lima oakvillensis* Clark. Фауна, по мнению А. Д. Кочетковой, возможно, третичная.

В 1961 г. М. И. Горяев собрал дополнительную коллекцию фаунистических остатков из кирганикской толщи, в которой В. М. Гладикова определила: *Ostrea* sp. (cf. *O. mikulichi* L. Krisht.), *Ostrea* sp. (*O. idriaensis* Gabb), *Cardita* cf. *tigilensis* L. Krisht., *Crassatellites* sp. (cf. *C. washingtonensis* Weav.), *Modiolus* sp. (cf. *M. utcholokensis* L. Krisht.), *Mya* sp. (cf. *M. kovatschensis* L. Kricht.), *Thracia* sp. (*Th. kovatschensis* L. Krisht.), *Lima* sp. (cf. *L. oakvillensis* Clark), *Lima* sp. (cf. *L. amanensis* Volk.), *Turritella* sp. (cf. *T. tigilensis* L. Krisht.). По предварительному заключению В. М. Гладиковой, фауна может оказаться верхнеэоцен-нижнеолигоценовой.

В связи с плохой сохранностью органических остатков и ограничением выхода кирганикской толщи, где собирались остатки фауны, тектоническими разломами к вопросу о возрасте кирганикской серии следует относиться осторожно. — *Прим. ред.*

http://jurassic.ru/

Хотя угловое несогласие между ирунейской и кирганикской толщами не установлено, его можно предполагать по более сильной в общем дислоцированности пород ирунейской толщи по сравнению с кирганикской.

Выяснение взаимоотношений кирганикской толщи с более молодыми, палеогеновыми породами затрудняется сходным с кирганикской толщей составом наиболее древних третичных пород Центральной Камчатки, представляющих собой вулканогенные толщи с преимущественным участием базальтов и андезито-базальтов. Сходство составов говорит о возможной преемственности третичного вулканизма от позднемелового и о возможном согласном залегании палеогена на верхнем мелу. Однако отсутствие, по имеющимся данным, в Центральной Камчатке третичных пород более древних, чем олигоцен, указывает на вероятный крупный седиментационный перерыв между кирганикской толщей и палеогеном.

Восточный Камчатский антиклинорий

Верхнемеловые породы слагают центральную часть Восточного Камчатского антиклинория и обнажаются вдоль северо-восточного продолжения этой крупной структуры, на о. Карагинском и в хребте Пылгинском.

Изучены верхнемеловые образования Восточной Камчатки еще в меньшей степени, чем одновозрастные отложения Центральной и Западной Камчатки.

Первые, сравнительно подробные сведения о мезозойских отложениях Восточного хребта имеются в работах Б. Ф. Дьякова (1938 г.), А. В. Щербакова (1941), А. И. Морозова (1940), Д. С. Харкевича (1941 г.), О. С. Вялова (1940 г.) и др.

В настоящее время стратиграфические построения Б. Ф. Дьякова, касающиеся мезозойских отложений Восточной Камчатки, представляют лишь исторический интерес. Дальнейшими работами (А. И. Аксенович, Л. П. Грязнов, Б. В. Ковалев, В. П. Мокроусов и др.) выяснилось распространение в Восточном хребте двух дотретичных толщ, одна из которых может быть параллелизована с лесновской серией Центральной Камчатки, другая по составу и остаткам фауны уверенно сопоставляется с ирунейской серией. Возраст мезозойских отложений Восточного хребта, по-видимому, не выходит за пределы верхнего мела, хотя не исключена возможность, что возраст нижних слоев терригенных отложений, относимых к лесновской серии, не древнее верхнемелового.

Сходный характер имеет разрез о. Карагинского, где наблюдается кажущееся подстилание вулканогенных пород (порфиритовая свита Д. С. Харкевича, 1941) терригенными флишоидными отложениями (свита мыса Промежуточного). Породы о. Карагинского (главным образом вулканогенные) прорваны довольно крупными интрузиями ультраосновных пород (перидотиты, дуниты, пироксениты и др.), а также кварцевых диоритов и гранодиоритов.

В юго-западном направлении на дальнейшем простирании Восточного Камчатского антиклинория обширная площадь развития верхнемеловых пород располагается в хребте Кумроч. Для этого района проблема разделения верхнемеловых и третичных образований также еще не решена. Породы, слагающие хребет Кумроч, хорошо обнажаются в сужении («щеках») долины р. Камчатки, вблизи ее устья. М. Ф. Двали (1936б) выделил здесь две толщи: щековскую, предположительно мезозойскую и столбовскую — третичную. О. С. Вялов

http://jurassic.ru/

в 1940 г., не предрешая вопроса о возрасте пород, объединенных в щековскую свиту, назвал их свитой кумроч. Свита сложена в очень крупные складки, прорванные многочисленными интрузивами гранитоидных и ультраосновных пород и надвинутые (в восточном направлении) на более молодые породы. Существование крупного надвига пород свиты кумроч на третичные подтверждено исследованиями Л. П. Грязнова в 1959 г.

Свита кумроч слагается главным образом зеленовато-серыми туфогенными песчаниками, сильно смятыми алевролитами и аргиллитами. В меньшем количестве в свите встречаются гравелиты, мелкогалечниковые конгломераты, потоки андезитовых порфиритов, их туфы, туффиты. В обнажениях Больших Щек р. Камчатки Л. П. Грязнов обнаружил в породах свиты кумроч остатки флоры очень плохой сохранности и тонкие (3—10 *мм*) линзочки каменного угля.

Литологически свита кумроч похожа на верхнюю часть лесновской серии. А. В. Аксенович в краевых частях антиклинальной структуры хребта Кумроч наблюдал постепенный переход терригенных отложений в кремнисто-вулканогенные образования ирунейской серии. Нижние горизонты ирунейской серии в хребте Кумроч представлены частым чередованием литокристалловых туфов, туфогенно-кремнистых сланцев и полимиктовых песчаников. Выше в разрезе серии начинают преобладать пепловые и литические туфы, среди которых присутствуют пластовые залежи андезитовых порфиритов и дацитовых порфиров мощностью до нескольких десятков метров. В верхней части серии преобладают литокристалловые туфы с редкими слоями кремнистых пород и потоками порфиритов. Очень ориентировочно мощность ирунейской серии в хребте Кумроч достигает 2000 *м*. Мощность свиты кумроч, по-видимому, исчисляется километрами, но точно замерить ее невозможно, так как ни основание, ни кровля свиты неизвестны. Отложения, на которые надвинута свита кумроч, представляют, по Л. П. Грязнову и Б. В. Ковалеву, палеоген-нижнемиоценовые толщи, сложенные чередующимися аргиллитами и алевролитами с подчиненным содержанием песчаников, гравелитов, диабазовых порфиритов, туфов. Севернее щек, по рекам Алтыну и Ягодной, в основании этой толщи вблизи ее контакта со свитой кумроч Л. П. Грязнов наблюдал туфогенные конгломераты, возможно, представляющие собой базальные слои третичных отложений.

На северо-восточном продолжении хребта Кумроч, в междуречье Ильчинец — Радуга, севернее горы Волчьей, Л. И. Тимошинова в 1957 г. описала обнажающуюся там мощную однообразную толщу, сложенную переслаивающимися плотными, мелкозернистыми, полимиктовыми песчаниками и черными, слабо филлитизированными аргиллитами и алевролитами. Мощность отдельных слоев от 0,1 до 2 *м*. Толща эта, по заключению А. В. Аксеновича, чрезвычайно похожа на лесновскую. Аналогичные породы, мощностью более 1500 *м*, обнажаются в верховьях одного из правых притоков р. Малой Хапицы. Местами, обогащаясь вулканическим материалом, эти толщи становятся похожими на ирунейскую серию.

К югу от хребта Кумроч предположительно верхнемеловые отложения широко распространены в верховьях рек Андриановки и Сторожа. Развитие здесь надвиговых чешуй (с перемещениями в восточном направлении) и сходство пород верхнемелового и третичного возраста сильно затрудняют разделение меловых и третичных образований. Те и другие представляют собой флишоидные толщи, сложенные песчаниками, алевролитами и аргиллитами, содержащими большое количество вулканического материала и прорванными небольшими

http://jurassic.ru/

интрузивами ультраосновных пород. Некоторые мощные толщи подобных пород (например дроздовская свита) еще не нашли при геологическом картировании определенного места в стратиграфическом разрезе.

В Валагинском хребте терригенные толщи слагают центральную часть антиклинория; на крыльях последнего залегают вышележащие, преимущественно вулканогенно-кремнистые породы.

Для нижней толщи, которая может быть параллелизована с лесновской серией, местами характерно флишевое строение. Так, в долине р. Корниковской наблюдается ритмичность с чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов. В основании ритмов лежит слой тонкоплитчатых мелкозернистых песчаников мощностью 0,2—0,3 *м*, сменяющийся по направлению вверх тонкослоистыми алевролитами мощностью 0,3—0,4 *м*; выше алевролиты постепенно сменяются аргиллитами (0,2—0,3 *м*), которые в свою очередь несогласно перекрываются мелкозернистыми песчаниками нового ритма. Общая мощность ритмов колеблется в относительно небольших пределах (0,7—0,9 *м*). Песчаники и более мелкообломочные отложения по простиранию фациально замещают друг друга. Это видно по преобладанию в долине р. Корниловской в верхней части серии аргиллитов и алевролитов, а несколько северо-восточнее, по долине р. Вахвиной — песчаников.

А. В. Аксенович в 1957 г. наблюдал в Валагинском хребте, по долине р. Вахвиной следующий разрез лесновской серии:

1. Черные аргиллиты и алевролиты с прослоями мелкозернистых полимиктовых песчаников мощностью 0,2—0,4 *м*	180 *м*
2. Песчаники мелкозернистые, полимиктовые с редкими маломощными (до 0,2 *м*) прослоями черных алевролитов	160 „
3. Частое переслаивание мелкозернистых полимиктовых песчаников с черными аргиллитами и алевролитами; мощность пластов песчаников 0,2—0,4 *м*, аргиллитов и алевролитов 0,1—0,7 *м*	80 „
4. Песчаники мелкозернистые, полимиктовые, почти без прослоев других пород	340 „
5. Песчаники мелкозернистые, полимиктовые, переслаивающиеся с алевролитами, аргиллитами; мощность слоев песчаников 2—10 *м*, алевролитов и аргиллитов 0,2—5 *м*	Около 2500 „

Общая мощность пород, вскрытая разрезом, более 3240 *м*.

Нижняя граница лесновской серии в Валагинском хребте не установлена.

Ирунейская серия слагает краевые части Восточно-Камчатского антиклинория, окаймляя, по данным А. В. Аксеновича (1957 г.), выходы пород лесновской серии в виде узких (до 10 *км*) длинных полос. В ее составе распространены преимущественно разнообразные туфокремнистые и кремнистые породы. В подчиненном количестве присутствуют порфириты, полимиктовые песчаники, филлитизированные аргиллиты и алевролиты. Все эти породы, переслаивающиеся между собой в различных соотношениях, образуя пласты мощностью от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров. Для них характерны зеленые, черные, иногда красноватые цвета. Породы сложены в крутые, часто асимметричные, складки северо-восточного простирания и прорваны интрузиями дунитов и перидотитов. Нижняя граница ирунейской серии устанавливается А. В. Аксеновичем по появлению среди кремнисто-вулканических пород значительного числа слоев мелкозернистых песчаников и филлитизированных алевролитов и аргиллитов.

На западном склоне Валагинского хребта нижняя часть ирунейской серии наблюдалась А. В. Аксеновичем в долине ручья, протекающего в 5 *км* к северу от долины р. Черебокош, где залегают:

http://jurassic.ru/

1. Филлитизированные аргиллиты, переслаивающиеся с туфогенно-кремнистыми сланцами и литокристалловыми туфами . . . . . 350 *м*
2. Туфы литокристалловые, окремненные, переслаивающиеся с пластами мелкозернистых туфогенных песчаников . . . . . 100 „
3. Туфы литокристалловые, окремненные . . . . . 400 „

Общая мощность 850 *м*.

Более верхняя часть вулканогенной толщи наблюдалась А. В. Аксеновичем в верховьях р. Кашкан, вблизи Пущинских горячих источников. По предположению А. В. Аксеновича, она относится к киргаликской серии. Разрез имеет следующий вид:

1. Туфобрекчии зеленовато-серые, состоящие из обломков андезитовых и базальтовых порфиритов, сцементированных литокристалловыми туфами . . . . . 150 *м*
2. Порфириты андезитовые, массивные с прослоями темно-зеленых или черных литокристалловых туфов . . . . . 200 „
3. Туфы литокристалловые, псефитовые, иногда псефитовые с прослоями кремнистых сланцев . . . . . 350 „
4. Порфириты андезитовые, массивные с пластами литокристалловых туфов . . . . . Более 400 „

Общая мощность 1100 *м*.

Небольшой участок верхнемеловых отложений, ограниченный разломами, имеется на северо-восточном берегу Авачинской губы, в районе г. Петропавловска. Показанное на старых геологических картах распространение мезозоя далее вдоль берега полуострова на юг от Петропавловска не подтвердилось геологическими съемками: породы, считавшиеся меловыми, оказались третичными.

Мезозойские отложения в черте г. Петропавловска хорошо обнажаются в прибрежных обрывах горы Никольской и у северного окончания Петропавловской песчаной косы. Они представляют собой частое переслаивание разнообразных туфогенно-кремнистых пород и кремнистых сланцев зеленой, черной, серой, красноватой окраски. Встречаются пластовые и секущие залежи диабазов. В нижней части толщи, обнажающейся у северного окончания Петропавловской косы, преобладают измененные базальтовые и андезитовые порфириты и их туфы. Общую мощность разреза учесть трудно из-за сложной складчатости отложений и большого числа разломов. По-видимому, она составляет несколько тысяч метров.

В соседних обнажениях у Култучного озера вскрываются те же, преимущественно кремнисто-туфогенные породы, вниз по разрезу, по данным С. Е. Апрелкова, постепенно переходящие в терригенную толщу, представляющую собой чередование слабо метаморфизованных песчаников, алевролитов и аргиллитов.

По составу мезозойские породы у г. Петропавловска легко сопоставляются с ирунейской и верхней частью лесновской серий. Несмотря на отсутствие палеонтологического материала, верхнемеловой возраст мезозойских пород Восточной Камчатки по сопоставлениям с палеонтологически охарактеризованными верхнемеловыми отложениями более западных районов Камчатки не вызывает сомнений[1]. Нижняя часть условно верхнемеловых отложений Восточной Камчатки представляет собой терригенную «песчано-сланцевую» формацию, местами несущую черты флиша. По направлению вверх терригенные отложения постепенно переходят в кремнисто-вулканогенную формацию, содержащую

[1] По сведениям В. Н. Винюкова, Н. Е. Соколовым в верховьях р. Радуги в прослое туфогенного песчаника, залегающего среди окремненных литокристалловых туфов, обнаружена фауна иноцерамов, на основании которой устанавливается верхнемеловой возраст пород.

http://jurassic.ru/

большое число интрузивов ультраосновных пород. Очевидно, в позднем мелу на месте Восточного хребта существовал узкий и сравнительно глубокий прогиб или серия прогибов, в которых сначала отлагались терригенные осадки. Последующее же развитие прогиба сопровождалось подводной вулканической деятельностью. К концу мелового времени развитие прогиба сменилось поднятиями: верхняя часть вулканогенных толщ формировалась, вероятно, уже в условиях субаэрального вулканизма, на что указывает значительное содержание в толщах пепловых и другого состава туфов. Скудность находок органических остатков в верхнемеловых(?) толщах Восточной Камчатки обусловлена не только недостаточной их изученностью, значительными зеленокаменными преобразованиями пород и сильной их дислоцированностью, но и своеобразием обстановки, в которой происходило осадконакопление: флишоидным характером отложений, сильным подводным вулканизмом и восстановительными условиями придонной среды.

Вулканическая зона восточных полуостровов

В пределах этой зоны мезозойские образования встречаются на полуостровах Шипунском и Камчатского Мыса. Выходы их возможны на еще очень плохо изученном Кроноцком полуострове [1].

Мезозойские отложения на Шипунском полуострове были изучены М. Н. Мокроусовой и В. А. Чумаковой (1954 г.), а также В. Г. Крымовым (1959 г.). Они распространены в его юго-западной части и в районе, прилегающем к бассейну р. Вахиль.

В сложении мезозойской толщи п-ова Шипунского участвуют плотные, разнозернистые полимиктовые песчаники и филлитизированные аргиллиты и алевролиты, в меньшей степени — туфы, кремнистые породы, известняки. Толща сложена в крутые складки северо-западного простирания, часто опрокинутые в северо-восточном направлении. Подстилающие породы неизвестны.

В. А. Чумакова на берегу Тихого океана наблюдала следующий разрез мезозойских отложений:

1. Переслаивание разнозернистых полимиктовых песчаников, аргиллитов и алевролитов	340 *м*
2. Чередование песчаников среднезернистых полимиктовых и кремнистых сланцев	40 „
Более верхняя часть толщи вскрывается у южного подножия высоты 209 м, где М. Н. Мокроусова описала следующий разрез:	
3. Частое переслаивание мелкозернистых полимиктовых песчаников и кремнистых сланцев	52 „
4. Туфы андезитовые, литокристалловые, окремненные	18 „
5. Кремнистые сланцы	10 „
Суммарная мощность 442 *м*.	

Общая мощность мезозойских отложений п-ова Шипунского оценивается В. Г. Крымовым в 2500—3000 *м*.

По литологическому составу породы Шипунского полуострова очень сходны с верхней частью лесновской серии, переходной к вулканогенной ирунейской толще.

На правобережье р. Вахиль верхнемеловые(?) отложения, по В. Г. Крымову, перекрываются покровом диабазов и диабазовых порфиритов. Форма залегания последних, однако, в достаточной степени не выяснена, выходы их могут принадлежать интрузивному массиву.

[1] В 1961 г. условно верхнемеловые отложения выделены в береговом разрезе п-ова Кроноцкого О. И. Супруненко, А. М. Садреевым, Б. К. Долматовым и др.

http://jurassic.ru/

На п-ове Камчатского Мыса к мезозойским, условно верхнемеловым, отложениям относятся (М. Ф. Двали, О. С. Вялов, А. Ф. Ващенко, Ю. А. Новоселов и др.) породы, обнажающиеся в южной части полуострова. Породы эти слагают толщу, имеющую в общем характер кремнисто-вулканогенной формации с подчиненной ролью осадочных и туфогенных пород. В составе толщи преобладают спилиты, диабазовые и базальтовые порфириты, диабазы, различные туфы, кремнистые сланцы, известняки, туффиты. Породы сложены в крутые складки с дополнительной мелкой гофрировкой слоев и прорваны многочисленными интрузивами ультраосновных пород, габбро, диоритов. Ни нижняя, ни верхняя границы толщи не определены, мощность ее весьма ориентировочно определяется в несколько тысяч метров.

Своеобразные в фациальном отношении образования представляет собой мощная (около 100 *м*) пачка пород, обнажающаяся в береговых обрывах к югу от мыса Африка и протягивающаяся по простиранию в глубь полуострова более чем на 15 *км* (Д. Е. Саватеев, 1954 г.). Пачка представляет собой тонкое чередование слоев мощностью от 5—10 до 25 *см* известняков и кремнистых сланцев. Известняки чаще окрашены в розовый или красный цвет гематитом, кремнистые сланцы имеют яркую малиново-красную окраску вследствие большого содержания хлопьевидных включений гематита. Содержание окислов железа в некоторых образцах подобных «железистых роговиков» превышает 40%. Породы эти являются химическими осадками, образовавшимися в условиях подводного вулканизма, на что указывает их ассоциация с вулканическими породами — порфиритами, диабазами, туфами и разнообразными туфогенно-кремнистыми породами и туффитами.

Таким образом, в пределах восточных полуостровов Камчатки мезозойские образования представляют собой породы, характерные для ирунейской и лесновской серий. Особенностями их являются, во-первых, содержание известняков, не известных пока в мезозойских отложениях других районов Камчатки, во-вторых, обилие вулканических и интрузивных пород. Большое количество магматических пород вообще характерно для всех разновозрастных толщ, слагающих восточные полуострова, что указывает на вулканический характер этих районов.

Особенностями верхнемеловых пород Камчатской структурно-фациальной зоны, отличающими их от одновозрастных пород Пенжинской зоны, являются: относительно глубоководный характер отложений, отсутствие среди них угленосных толщ, хорошая сортировка осадков по размеру, преимущественно мелкообломочный их состав, темная окраска пород, отмечающая восстановительные условия придонной среды, большое содержание вулканического материала, бедность органическими остатками, сильный диагенез пород и их зеленокаменные преобразования.

Общая характеристика верхнего мела

Разрез мела Камчатки ограничивается верхним отделом (сеноман-сенон) и, может быть, включает часть альба (толща мыса Омгон). Датские отложения на территории полуострова возможны, но палеонтологически в достаточной степени еще не доказаны (кирганикская серия).

Меловые отложения в большинстве районов полуострова по составу пород отчетливо подразделяются на две толщи: нижнюю — терригенную мощностью 3—4 тыс. *м* (сенон—турон) и верхнюю — вулканогенно-кремнистую мощностью 3—5 тыс. *м* (сенон); верхняя часть первой и нижняя часть второй толщи, возможно, связаны между собой фациаль-

http://jurassic.ru/

ными взаимопереходами. Подобный состав верхнемеловых отложений сохраняется и в юго-западной части Корякского нагорья.

На соседней с Камчаткой территории восточного побережья Пенжинской губы характер верхнемеловых отложений резко изменяется. Отложения становятся более грубообломочными, в разрезе их появляются угленосные толщи, многочисленные несогласия, роль вулканического материала в сложении верхнемеловых толщ резко падает, количество органических остатков в породах значительно возрастает. Все эти особенности позволяют выделить Пенжинский район в качестве специфической Пенжинской структурно-фациальной зоны, протягивающейся в юго-западном направлении и включающей из всей обширной площади Камчатки лишь очень небольшую ее крайнюю западную часть, прилегающую к мысу Омгон. Остальная часть полуострова, характеризующаяся в позднемеловое время сравнительно однообразными условиями осадкоотложения, может быть выделена в Камчатскую структурно-фациальную зону.

Пенжинская зона отвечала прибрежной мелководной части позднемеловой геосинклинали, пограничной с мезозойскими складчатыми сооружениями. Подобное положение обусловило главные особенности верхнемеловых толщ этого района и полноту имеющегося здесь разреза мезозойских отложений. Обширные площади мелководного рельефа нередко осушались и занимались наземной растительностью. Располагавшиеся поблизости мезозойские горные сооружения давали большие массы грубообломочного материала.

Камчатская зона относилась к центральной, более глубоководной части позднемеловой геосинклинальной системы, ставшей в конце мелового времени ареной сильного подводного вулканизма.

В Пенжинской зоне несогласия, вызванные тектоническими движениями, многочисленны, но эти движения не приводили к коренным изменениям палеогеографических условий. В раннем мезозое на площади зоны существовали морские условия и накапливались морские осадки. Регрессировавшее с обширных площадей Дальнего Востока и Северо-Востока в конце раннемелового времени море не оставило надолго площадь рассматриваемой зоны, и вскоре здесь возобновилось осадкоотложение, продолжавшееся до конца сенона, когда первые движения камчатской (ларамийской) складчатости вызвали общую регрессию моря.

Иные условия существовали в Камчатской зоне. Здесь отсутствовала какая бы то ни было преемственность позднемеловых морей от раннемезозойских, что свидетельствует о вероятном континентальном режиме площади Камчатки в раннемезозойское время, когда она в значительной своей части, по-видимому, представляла собой одно целое с Охотским платформенным массивом. Начало позднемелового времени для этой зоны было переломным моментом, когда стали развиваться прогибы, заполнявшиеся терригенным и вулканогенным материалом. Относительно глубокие прогибы позднемелового времени чередовались с цепями вулканических островов, площадь которых постепенно расширялась вплоть до конца позднемелового времени, когда на месте прогибов образовались геоморфологически выраженные поднятия — хребты. По последовательному омоложению верхнемеловых отложений с северо-востока на юго-запад вдоль простирания Камчатско-Корякской складчатой области следует предполагать возможность последовательного развития прогибов в этом направлении. Одновременно миграция прогибов происходила и в восточном направлении, что доказывается последовательным омоложением с запада на восток серпентинитовых поясов.

http://jurassic.ru/

В разрезе верхнемеловых отложений Камчатской зоны отсутствуют какие-либо признаки несогласий и длительной смены морских условий континентальными. Встречающиеся иногда в терригенных толщах тонкие углистые линзы представляют собой углефицированные аллохтонные растительные обломки, захороненные в морских осадках. Характерно, что в юго-восточной части Корякского нагорья количество подобных обугленных растительных остатков в верхнемеловых толщах, по наблюдениям Ю. В. Макарова (1954 г.), увеличивается в северо-западном направлении, по мере приближения к Пенжинской зоне.

Сильные тектонические движения проявились на Камчатке в конце мелового времени, когда в верхнемеловые толщи интрудировали разнообразные магматические породы. Несколько ранее, возможно, одновременно с накоплением вулканогенных толщ, сформировались вдоль разломов небольшие тела разнообразных ультраосновных пород.

Специфическими образованиями являются тонкослоистые кремнисто-гематитовые и кремнисто-известковистые породы, ассоциирующиеся с верхнемеловыми вулканогенными породами восточных полуостровов Камчатки. Эти химические осадки, сформировавшиеся в подводной вулканической обстановке, являются благоприятными объектами для изучения общих условий эффузивно-осадочного рудообразования. Сходными по генезису образованиями являются марганцевые руды вулканогенно-кремнистой толщи Паланского района. Перспективна верхнемеловая кремнисто-вулканогенная формация Камчатки (особенно ее кремнисто-терригенная фация, удаленная от вулканических очагов) в отношении фосфоритов. Никаких работ по определению благоприятных для фосфатонакопления фаций в верхнемеловых толщах Камчатки еще не проводилось. Выяснение фациальных условий формирования вулканогенно-кремнистой формации Камчатки необходимо и для успешных поисков колчеданных залежей уральского типа, признаки которых на Камчатке имеются. Знание структуры вулканогенных толщ необходимо для выяснения структур, благоприятных для локализации руд. Все это вызывает необходимость уделить большее внимание стратиграфии верхнемеловых вулканогенных толщ Камчатки, установлению местонахождения вулканических очагов, определению взаимоотношений терригенных и вулканогенных пород верхнего мела.

Не менее серьезной задачей является расчленение терригенных верхнемеловых толщ, получение достаточной их палеонтологической характеристики, установление нижней возрастной границы толщ, в частности, точное определение возраста кихчикской серии и ее взаимоотношений с породами малкинской серии.

Неясным до настоящего времени остаются вопросы: о возрасте кирганикской серии, о возможности ее выделения в других районах, кроме южной части Срединного хребта, о взаимоотношениях верхнемеловых и третичных отложений Центральной и Восточной Камчатки. Сейчас для многих районов Восточной Камчатки вообще отсутствуют определенные критерии для отделения верхнемеловых отложений от третичных.

ПАЛЕОГЕН И НЕОГЕН

ЗАПАДНАЯ КАМЧАТКА

Геологическая изученность третичного разреза для отдельных районов Западной Камчатки крайне неравномерна. Наряду с районами, где проводились детальные геологические съемки, структурно-поисковое и глубокое разведочное бурение, имеются большие площади, на

http://jurassic.ru/

которых после маршрутных пересечений, осуществленных в 30-х годах, никаких работ не проводилось.

Изучение третичных отложений в Западном Камчатском прогибе сопряжено с определенными трудностями, обусловленными огромными мощностями третичного разреза, литологическим однообразием пород, фациальной изменчивостью отложений. Очень слабо изученными остаются вулканогенные породы, в особенности отстает их возрастное расчленение. Наиболее изучен и хорошо охарактеризован палеонтологическими остатками разрез третичных отложений в обрывах морского берега между устьями рек Аманины и Этолоны (Точилинский разрез). Относительно хорошо исследованы также площади бассейнов рек Воямполки, Напаны, Снатола, Утхолока, Хайрюзовой. Для таких же районов, как Паланское поднятие — со сложным геологическим строением или Большерецкая депрессия — с мощным чехлом четвертичных отложений, стратиграфия разработана весьма слабо.

Ниже дается обзор стратиграфии Западного Камчатского прогиба по отдельным тектоническим районам: 1) район Тигильского поднятия, занимающего часть западного побережья Камчатки от устья р. Кахтаны на севере до верховьев рек Морошечной, Сопочной, Ичи на юге; 2) Большерецкая впадина, простирающаяся от устья р. Морошечной на севере почти до р. Озерной на юге; 3) Паланская впадина, занимающая площадь от верховьев р. Тихой (Хайрюзовской) на юге вдоль Тигильского поднятия до бассейна р. Лесной на севере; 4) Парапольская впадина и сопряженные с ней антиклинальные структуры восточного берега Пенжинской губы.

ТИГИЛЬСКОЕ ПОДНЯТИЕ[1]

В пределах Тигильского поднятия наиболее полные разрезы палеогеновых и неогеновых отложений обнажаются по нескольким главным водным артериям и по морскому побережью. Эти разрезы сравнительно хорошо изучены и могут явиться опорными для всей Западной Камчатки. Указанные отложения, представляющие собой мощную толщу преимущественно морских осадков, трансгрессивно залегают на размытой поверхности верхнемеловых пород. Континентальные отложения встречаются лишь в основании палеогена (палеоцен и нижний эоцен) и частично в верхах неогена. Вулканогенные фации этих отложений распространены нешироко. Общая мощность палеогеновых и неогеновых толщ превышает 10 000 *м*.

Начало изучения третичных отложений Тигильского поднятия тесно связано с открытием в них признаков нефтеносности (рис. 13). После первых сведений о наличии этих признаков, полученных в результате исследований А. Н. Трошина в 1926 г., территория Западной Камчатки в течение почти тридцати лет, с небольшими перерывами, изучается геологами и палеонтологами ВНИГРИ (Б. Ф. Дьяков, И. Б. Плешаков, В. С. Слодкевич, И. П. Хоменко, А. П. Ильина, Л. В. Криштофович, Н. М. Маркин и др.), а с 1952 г. геологами Камчатского геологического управления (К. М. Севостьянов, Е. П. Кленов, В. П. Вдовенко, П. А. Коваль, Н. Ф. Данилеско и др.).

Палеоген

По принятой в данной работе схеме (рис. 14), соответствующей решению Охинского стратиграфического совещания, отложения палеогена, достигающие мощности 6000 *м* и более, разделяются на тигиль-

[1] При составлении раздела использованы материалы Н. М. Маркина.

http://jurassic.ru/

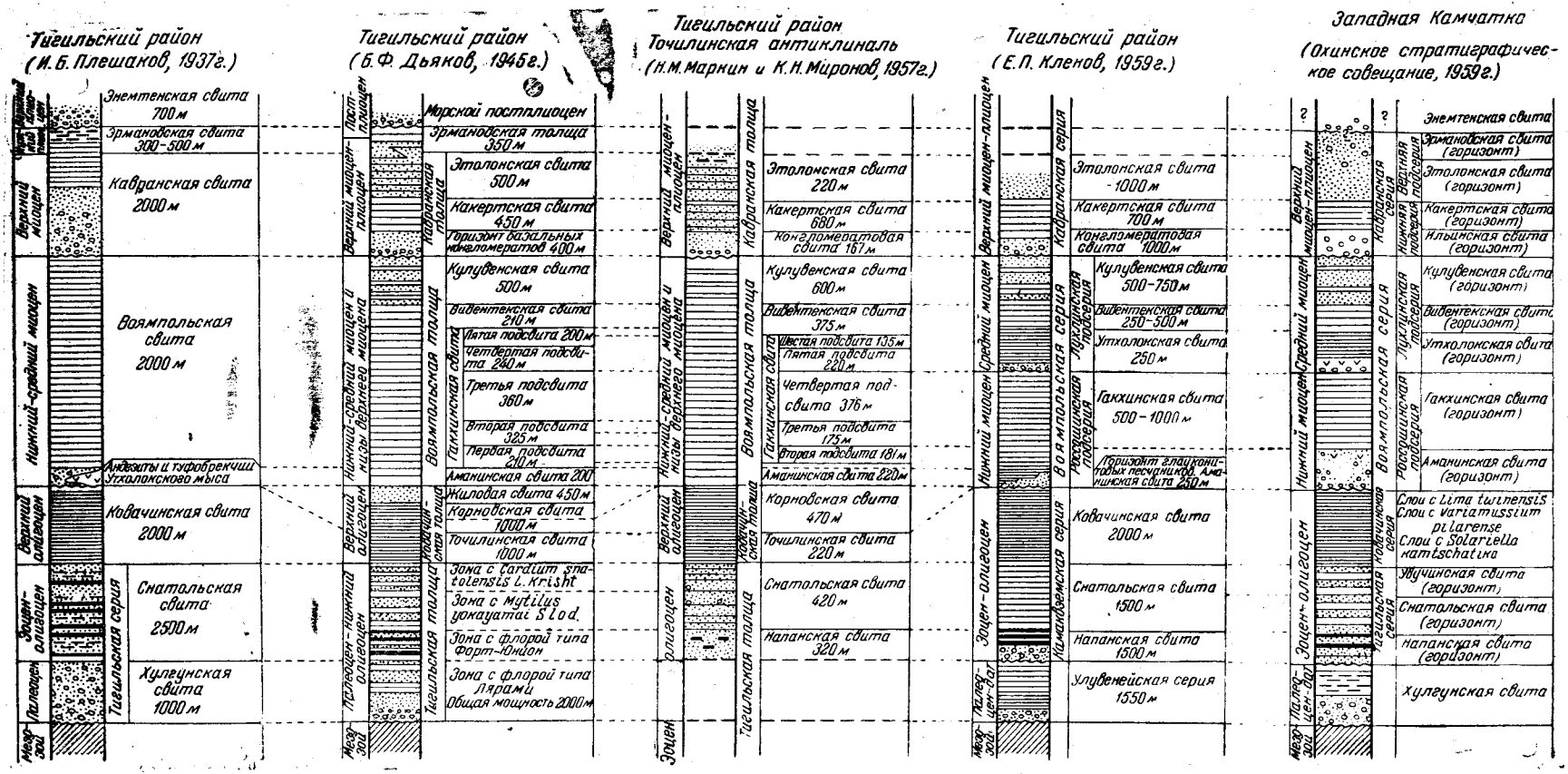


Рис. 13. Схема развития представлений о третичных разрезах Тигильского района

https://jurassic.ru/

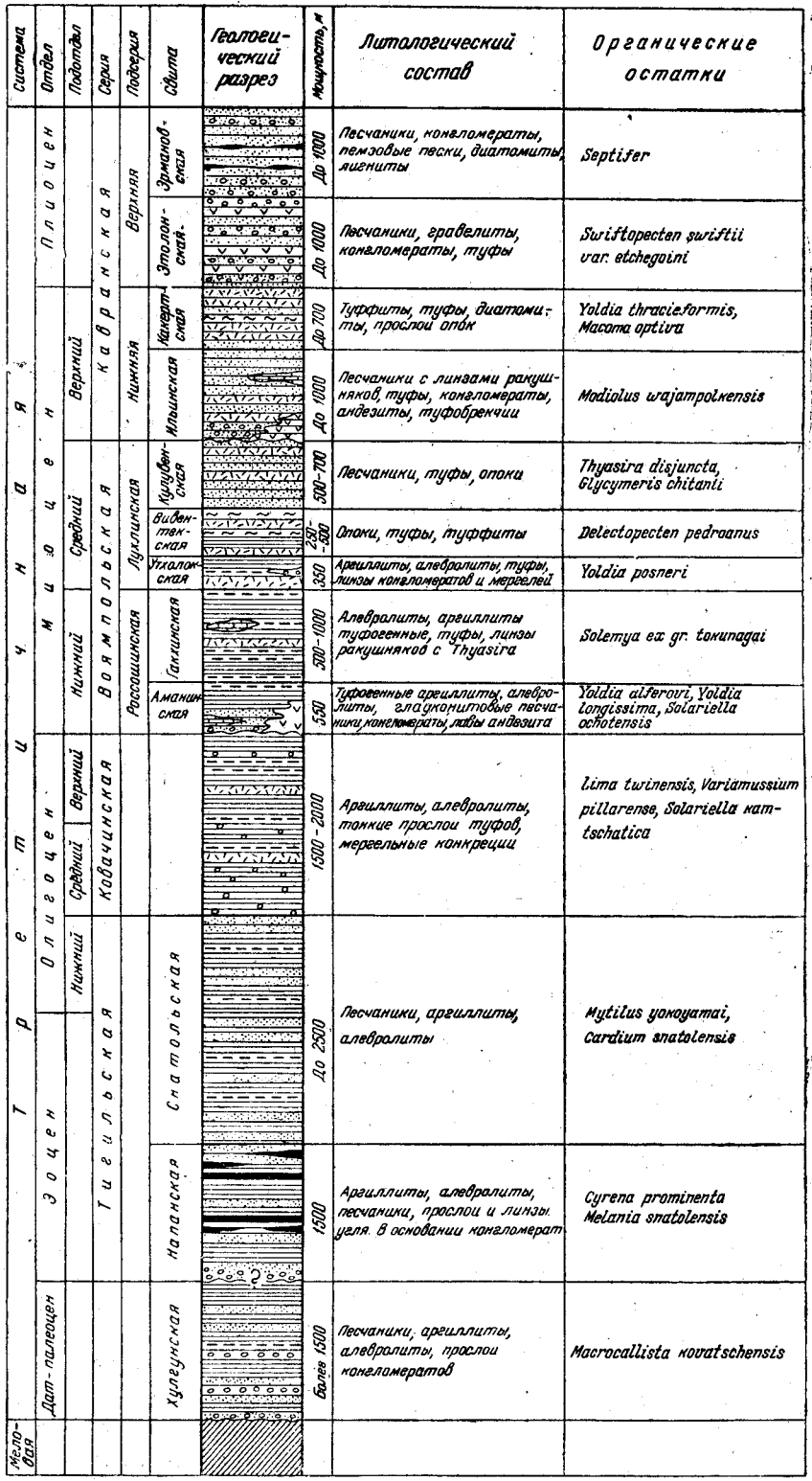


Рис. 14. Стратиграфическая схема палеогеновых и неогеновых отложений Тигильского поднятия

http://jurassic.ru/

скую (палеоцен — нижний олигоцен) и ковачинскую (средний — верхний олигоцен) серии. Отложения тигильской серии разделяются (снизу вверх) на хулгунскую, напанскую и снатольскую свиты. На последней согласно залегают отложения ковачинской серии, не разделяющиеся на свиты.

Тигильская серия

Тигильская серия разделена на следующие горизонты (свиты): хулгунский с фауной зоны *Macrocallista kovatschensis* L. Krisht., напанский с фауной зоны *Melania snatolensis* L. Krisht. и *Cyrena prominenta* L. Krisht., снатольский с *Mytilus yokojamai* Slod[1].

Хулгунская свита. Термин «хулгунская свита» впервые ввел в стратиграфию Западной Камчатки И. Б. Плешаков (1939), объединивший под этим названием песчано-конгломератовые отложения низов третичного разреза, с угловым несогласием залегающие на различных горизонтах меловых отложений. Хулгунская свита, по И. Б. Плешакову, согласно переходит в вышележащие отложения палеогена, которые внутри разреза вообще не имеют несогласий.

Б. Ф. Дьяков допускал значительные возрастные колебания хулгунской фации тигильской толщи. В центральной части Тигильского поднятия, в бассейне р. Квачины (хребет Хулгун), где отложения этой свиты достигают видимой мощности 1000 *м*, изучающие ее геологи обращали внимание на палеотипный облик пород, а палеонтологи — на наличие своеобразных органических остатков.

Отложения хулгунской свиты, кроме р. Квачины, по данным определения флоры, известны также у мыса Бабушкина и у «Напанских Щек» по р. Напане. В разрезах среднего течения р. Квачины они наиболее детально изучены палеонтологически. По данным И. Б. Плешакова, свита представлена здесь чередующимися через 2—4 *м* пластами конгломератов и песчаников. Основание свиты, как и подстилающие ее образования, не обнажены. Конгломераты состоят из плохо отсортированных валунов метаморфических пород. Песчаники, местами переходящие в алевролиты, содержат растительные остатки, прослойки углистого сланца и фауну морских моллюсков.

Возраст отложений хулгунской свиты установлен в основном по остаткам флоры, собранной в среднем течении рек Квачины и Снатола, у мыса Бабушкина, а также в «Напанских Щеках». А. И. Пояркова и Э. Н. Кара-Мурза определили следующие виды: *Phyllites* sp., *Ginkgo adiantoides* (Ung.) Heer, *Seguoia langsdorfii* (Brongn.) Heer, *S. Langsdorfii* var. *angustifolia* Heer, *S. disticha* Heer, *S.* cf. *brevifolia* (Brongn.), *Taxodium* sp., *Glyptostrobus europaeus* (Brongn.) Heer, *Cephalotaxopsis magnifolia successiva* Holl., *C.* cf. *intermedia* Holl., *Torreya* sp., *Populus* cf. *dephnogenoides* Ward, *Populites* sp., *Juglans nigella* Heer, *Hicoria magnifica* Knowlt., *Corylus macguarii* (Forb.) Heer, *Quercus groenlandica* Heer, *Q.* cf. *praegroenlandica* Berry, *Castanea* cf. *castaneafolia* (Ung.) Knowlt., *C. ungeri* Heer, *Ulmus* sp., *Ficus* sp., *Trochodendroides arcticus* (Heer) Berry, *T. amblyrhynchum* Ward, *T.* cf. *Richardsonii* Heer, *T.* cf. *xantholithensis* (Knowlt.) Kara-Murza, *Cercidiphyllum* sp., *Magnolia kamtschatica* Kara-Murza, *Platanus aceroides latifolia*

[1] По решению Охинского стратиграфического совещания, кроме того, рекомендовано выделение четвертого — увучинского горизонта с *Cardium snatolensis* L. Krist. (нижний олигоцен), который до последнего времени не выделялся, являясь верхней частью снатольской свиты. Совещание рекомендовало его выделение и раздельное картирование с целью последующего пересмотра объема тигильской серии и исключения из нее олигоценовых слоев.

http://jurassic.ru/

Knowlt., *P. coloradensis* Knowlt., *Protophyllum* sp., *Acer arcticum* Heer, *Zizyphus* cf. *hyperborea* Heer, *Vitis* sp., *Pterospermites* sp., *Grewia* cf. *alaskana* Holl., *Hedera macclurii* Heer, *Fraxinus yukonensis* Holl., *Viburnum napanensis* Kara-Murza, *V. tiliodes* Ward.

По заключению Э. Н. Кара-Мурза, эта флора «... имеет близкое родство с верхнемеловыми флорами рек Амура и Буреи (цагаянская флора) и флорами Ларами и Ленс Северной Америки, сохранив в своем составе ряд верхнемеловых видов. Ее следует отнести к концу фазы развития меловой флоры, соответствующей датскому веку. С другой стороны, она имеет родство с третичными флорами типа Форт-Юнион Северной Америки и с арктотретичными флорами Ангариды. Следовательно, является флорой, переходной от верхнего мела к третичной системе».

Скудные остатки фауны, собранные в основании третичного разреза из тех же самых слоев с флорой типа Ларами, представлены несколькими видами: *Calyptraea* sp., *Corbicula* sp., *Macoma chulgunensis* L. Krisht., *Macrocallista kovatschensis* L. Krisht., *Mactra (Spisula) chulgunensis* L. Krisht., *Solen kovatschensis* L. Krisht., *Turbonilla* sp. (определения Л. В. Криштофович, 1947). Эта фауна и флора объединена Л. В. Криштофович в зону с флорой типа Ларами с *Trochodendroides arcticus* (Heer) Berry и фауной с *Macrocallista kovatschensis* L. Krisht. (дат—палеоцен).

Взаимоотношения между хулгунской свитой и верхнемеловыми отложениями изучены плохо. Судя по наличию в конгломератах хулгунской свиты валунов и галек верхнемеловых пород, она залегает на последних несогласно.

Напанская свита. Напанская свита внизу сложена базальными конгломератами, верхняя ее часть представляет собой угленосные отложения. Впервые как свита эти отложения выделены К. М. Севостьяновым в 1952 г. в районе Тигильского каменноугольного месторождения. Б. Ф. Дьяковым и И. Б. Плешаковым угленосные породы рассматривались как фация морских отложений тигильской серии и поэтому в самостоятельную свиту не выделялись. В ряде разрезов Тигильского поднятия ее действительно трудно выделить по литологии, без детального изучения фауны, вследствие замещения морскими отложениями.

Конгломераты напанской свиты обычно валунно-галечные, зеленовато-серые, в большинстве случаев рыхлые, неслоистые, с песчано-гравийным базальным цементом. Валуны и гальки в них хорошо окатаны, плохо отсортированы, отдельные валуны достигают 1 *м* в поперечнике. Они состоят из андезитов и андезитовых порфиритов, диабазов, кварцитов и других метаморфических пород, гранодиорит-порфиров, дацитовых порфиров, песчаников и аргиллитов. Мощность конгломератовой части разреза напанской свиты колеблется в значительных пределах— от нескольких десятков до нескольких сотен метров.

Угленосная часть разреза напанской свиты представляет собой переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов с пластами каменных углей. Породы обычно темные, некрепкие, переполнены обуглившимися растительными остатками и часто содержат хорошие отпечатки листьев.

Наиболее насыщены углями отложения напанской свиты в бассейне р. Половинки (приток р. Тигиля), по р. Напане и по рекам Тихой и Быстрой (Хайрюзовским). В первом случае в разрезе свиты мощностью до 500 *м* выделяется 19 угольных пластов, из которых пять имеют рабочую мощность (от 1,20 до 2,10 *м*). Угли напанской свиты каменные, переходные от газовых к длиннопламенным, многозольные.

http://jurassic.ru/

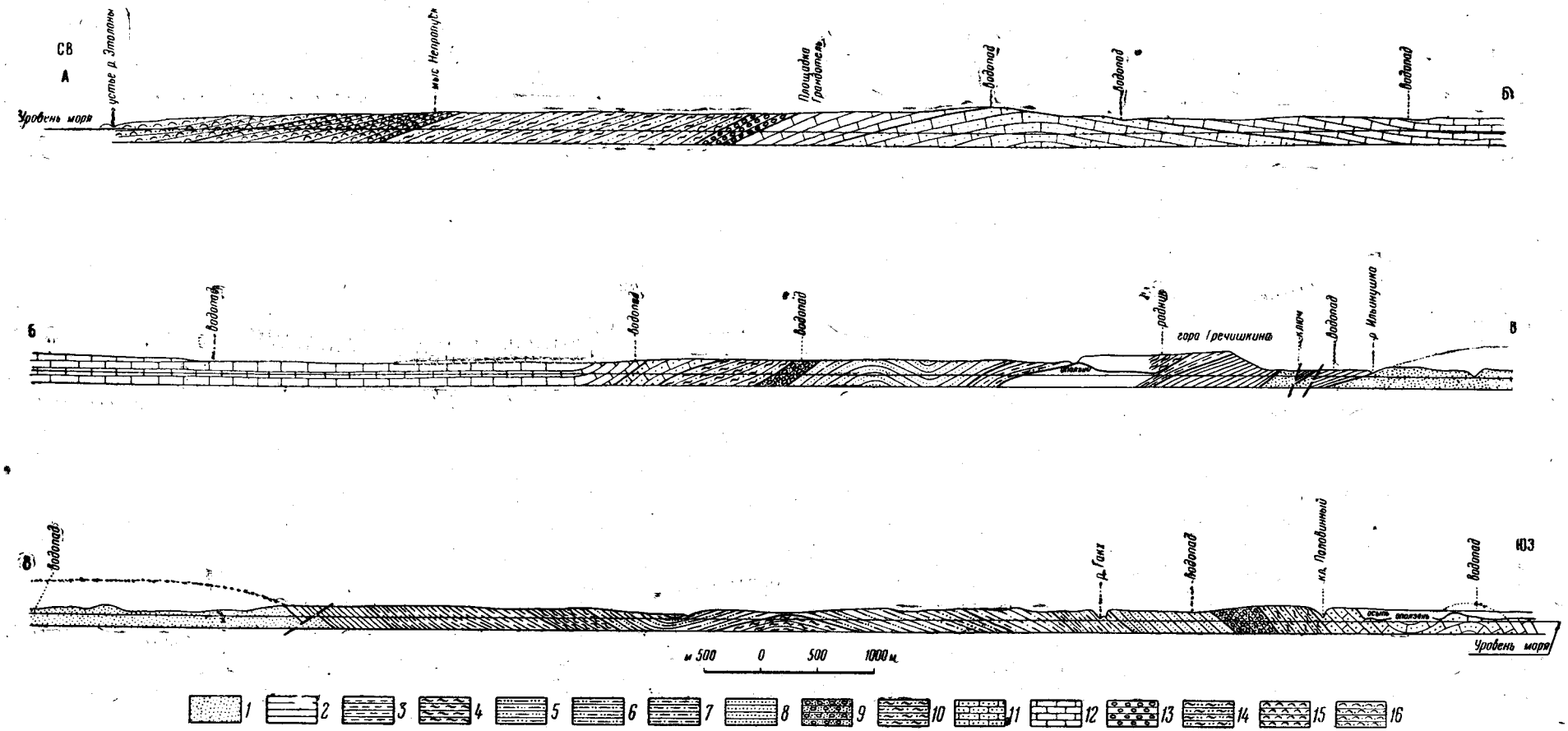


Рис. 15. Разрез Точилинской антиклинали по берегу Охотского моря между устьями р. Этолоны и ключа Половинного. По Н. М. Маркину и К. Н. Миронову, 1957 г.

1 — Тигильская толща; *2, 3* — ковачинская толща (*2* — точилинская свита, *3* — корнов ская свита); *4—12*—воямпольская толща (*4* — аманинская свита; подсвиты гакхинской свиты: *5* — первая, *6* — вторая, *7* — третья, *8* — четвертая, *9* — пятая, *10* — шестая; *11* — вивентекская свита, *12* — кулувенская свита); *13—15* — кавранская толща (*13* — конгломератовая свита, *14* — какертская свита, *15* — этолонская свита); *16* — эрмановская толща

Зак. 399

Фаунистическими остатками породы напанской свиты бедны и содержат преимущественно солоноватоводные формы: *Corbicula kamtschatica* L. Krisht., *C. fonsata* Slod., *C. snatolensis* L. Krisht., *Cyrena inspirabila* L. Krisht., *C. prominenta* L. Krisht., *Melania snatolensis* L. Krisht., *Turbonilla kamtschatica* Ilyina, *Viviparus* sp. и др., а также *Modiolus kovatschensis* L. Krisht., *Ostrea kirikovi* Slod., *O. atwoodi* Gabb, *Mytilus littoralis* Slod., *Nuculana* sp., *Macoma* sp. и др., объединенные в фаунистические зоны с *Melania snatolensis* L. Krisht. и *Cyrena prominenta* L. Krisht.

В соседних слоях определены остатки наземной флоры, состоящей из видов: *Sequoia langsdorfii* (Brongn.) Heer., *Sequoia* cf. *brevifolia* Heer, *Sequoia disticha* Heer, *Glyptostrobus europaeus* Heer, *Taxodium districhum miocenum* Heer, *Tumion* cf. *burejensis* Pojark., *Pinus* sp., *Betula* sp. и др., которые определявшая их Э. Н. Кара-Мурза относит к типу флоры Форт-Юнион нижнеэоценового возраста.

Максимальные мощности отложений напанской свиты, по Н. М. Маркину, наблюдаются в бассейне р. Квачины, где они достигают 1500—1800 *м*.

Снатольская свита. В снатольскую свиту объединяются песчаные морские отложения, сменяющие вверх по разрезу угленосные отложения напанской свиты. Снатольскую свиту впервые выделил И. Б. Плешаков в 1939 г., после чего она была признана всеми исследователями Западной Камчатки. И. Б. Плешаков в состав снатольской свиты включал также угленосные отложения, которые рассматривал как фацию морских. Отложения, относимые к снатольской свите тигильской серии, обнажающейся в своде Точилинской антиклинали (рис. 15), представлены ритмично чередующимися слоями песчаников и алевролитов мощностью от одного до десятков метров. Песчаники серые и зеленоватые, полимиктовые, крепкие, параллельно- и косослоистые, тонко- и мелкозернистые, реже среднезернистые, глинистые. Состоят они из зерен кварца, кислых плагиоклазов, хлорита, слюды и обломков пород, в том числе кремнистых сланцев, эффузивов и др. Цемент глинисто-карбонатный, хлоритовый. В тяжелой фракции преобладает пирит. Аргиллиты и глины темно-серые, коричневатые, иногда почти черные, плотные, в различной степени песчанистые. Породообразующим минералом глинистых пород служит гидрослюда. Конкреции, залегающие в различных осадках, глинисто-карбонатные. Встречаются гальки из кристаллических и осадочных пород, часто присутствуют зерна пирита, обугленные растительные остатки, линзочки каменного угля толщиной до нескольких сантиметров. На поверхностях наслоения песчаников наблюдаются волноприбойные знаки и глинистые окатыши.

Остатки фауны, содержащиеся в отложениях свиты, объединены в зону Mytilus yokoyamai с морскими и пресноводно-морскими видами. Обычными представителями этой зоны являются: *Mytilus littoralis* Slod., *Calyptraea diegoana* (Conr.), *Turritella snatolensis* L. Krisht., *Laternula dvalii* L. Krisht., *Ostrea atwoodi* Gabb, *Solen snatolensis* Slod., *Ostrea kirikovi* Slod., *Corbicula kamtschatica* L. Krisht. и другие виды. Морские отложения объединяются в зону с *Genota snatolensis* Ilyina. В отложениях снатольской свиты встречаются остатки широколиственной флоры — фикуса, платана, а также хвойных (*Sequoia brovifolia* Heer).

Верхняя часть снатольской свиты, или увучинский стратиграфический горизонт, представлена в одних разрезах песчаниками, в других песчано-аргиллитовыми отложениями. Фауна его объединяется в зону с *Cardium snatolensis* L. Krisht. нижнеолигоценового возра-

http://jurassic.ru/

ста и тождественную ей зону *Thyasira dvalii* L. Krisht. Эти отложения относятся к верхней части разреза тигильской серии со времени первых исследований ВНИГРИ (1931—1936 гг.), проводивших верхнюю границу снатольской свиты по слоям с фауной *Cardium snatolensis*. Впоследствии на примере Хромовской, Гаванской и Точилинской площадей К. М. Севостьяновым в 1953 г. было показано стратиграфическое непостоянство этой зоны и ее перемещение по разрезу в зависимости от литологических особенностей пород. Песчаные линзы с фауной зоны Cardium snatolensis среди глинистых отложений, относимых по фауне к ковачинской свите, отмечались исследователями в бассейнах рек Квачины, Утхолока, Каврана, Хайрюзовой и др. Однако это положение не получило пока еще общего признания.

Ископаемая фауна верхней части снатольской свиты или зоны с *Cardium snatolensis* включает *Cardium snatolensis* L. Krisht., *Thyasira dvalii* L. Krisht., *T. snatolensis* L. Krisht., *Nuculana napanica* L. Krisht., *Cardita skvortsovi* L. Krisht., *Pitaria tigilensis* L. Krisht., *Macoma tigilensis* L. Krisht., *M. twinensis* L. Krisht., *Cuspidaria (Cardiomya) napanica* L. Krisht., *Periploma napanica* L. Krisht., *Scaphander* cf. *alaskensis* Slod., *Mytilus littoralis* Slod., *Macrocallista tigilensis* L. Krisht., *Solen tigilensis* Slod. и другие виды. По фауне возраст снатольской свиты определяется в пределах среднего эоцена — нижнего олигоцена.

Мощность отложений свиты изменяется от десятков до 2500 *м*, чаще она составляет 1000—1500 *м*.

Общая мощность тигильской серии достигает 3500 *м*.

Ковачинская серия

Ковачинская серия (или толща) объединяет глинистые отложения верхов палеогена (средний и верхний олигоцен). Название это введено впервые Б. Ф. Дьяковым в 1933 г. В большинстве разрезов ковачинская серия представлена лишь одной точилинской свитой, сложенной темными аргиллитами и алевролитами с мергельными конкрециями. Иногда в разрезе ковачинской серии выделяется еще пачка белесых аргиллитов, которые М. Ф. Двали называл «горизонтом горы Гречишкина», а И. Б. Плешаков включал в воямпольскую свиту.

В Точилинском разрезе отложения ковачинской серии Н. М. Маркин и Л. В. Криштофович (1954—1957 гг.) разделяют на точилинскую и корновскую свиты. По их данным, ковачинская серия залегает на тигильской согласно, причем контакт ее с последней литологически не выражен и проводится условно по намечающемуся обновлению комплекса моллюсков.

Мощность точилинской свиты на юго-западном крыле Точилинской антиклинали определяется в 220 *м*. Обнажается свита на участке морского берега в 6,5 *км* к северо-востоку от устья р. Гакх. На северо-восточном крыле складки отложения свиты наблюдаются в трех пунктах. Полный разрез ее здесь известен в районе горы Гречишкина, по ее склонам и береговым обрывам; общая мощность разреза около 328 *м*.

В нижней части отложения точилинской свиты представлены зеленовато-серыми глинистыми песчаниками, которые выше переходят в крепкие серые аргиллиты, содержащие мергелистые конкреции, пирит, обугленные растительные остатки. Встречаются прослои (от 5—10 *см* до 1,2 *м*) бентонитовых глин и туфов, в низах залегают аргиллиты, состоящие из гастропод и монтмориллонита. Аргиллиты образованы преимущественно гидрослюдой и в небольших количествах чешуйками хлорита, обломками кварца и карбонатным материалом (до 10%).

http://jurassic.ru/

Песчано-алевритовые частицы (от 4 до 12%) состоят из обломков осадочных пород и пирокластического материала. Туфогенные породы карбонатизированы и огипсованы.

Точилинская свита, в отличие от снатольской, сложена в основном глинистыми породами и содержит больше туфогенного материала. Но, с другой стороны, литологически породы точилинской свиты очень сходны с такого же типа осадками тигильской серии. Условия отложения их (относительно мелководные) также, по-видимому, не были резко различны.

Остатки фауны нижней части точилинской свиты, включенные Л. В. Криштофович в фаунистическую зону *Cardita kovatschensis* Slod. и *Laternula korniana* L. Krisht., содержат следующие виды моллюсков: *Solemya* sp., *Acila (Truncacila)* sp., *Nuculana korniana* L. Krisht., *Yoldia napanaensis* L. Krisht., *Y. nitida ochotica* L. Krisht., *Y. transvena* L. Krisht., *Malletia praekorniana* L. Krisht., *Lima* ex gr. *goliath* Sow., *Mytilus cf. littoralis* Slod., *Cardita kovatschensis* L. Krisht., *C. tigilensis* L. Krisht., *Thyasira pervulgata* L. Krisht., *Macoma kamtschatica* Ilyina, *Periploma circularis* L. Krisht., *P. kamtschatica* L. Krisht., *Laternula korniana* L. Krisht., *Dentalium* sp., *Turritella kovatschensis* L. Krisht.

Фауна верхней части точилинской свиты имеет переходный характер, так как содержит элементы фауны корновской свиты. Состав ее: *Nuculana napanica* L. Krisht., *Malletia praekorniana* L. Krisht., *Delectopecten kornensis* L. Krisht., *Lima* ex gr. *goliath* Sow., *Cardita kovatschensis* Slod., *Thyasira pervulgata* L. Krisht., *Macoma kamtschatica* Ilyina, *Periploma circularis* L. Krisht., *P. kamtschatica* L. Krisht., *Terebratulina* sp.

Фауна фораминифер точилинской свиты, по данным Н. И. Волошиновой, представлена видами *Cyclammina pacifica* Beek., *Cristellaria* sp., *Nodosaria* sp .indet., *Polimorphidae, Plectofrondicularia packardii* Cushman et Schenck, *Cassidulina* aff. *subglobosa* (Brady).

На северо-восточном крыле Точилинской антиклинали встречены следующие характерные для свиты остатки фауны моллюсков: *Palliolum (Delectopecten) kornensis* L. Krisht., *Yoldia* ex gr. *nitida* Slod., *Periploma kamtschatica* L. Krisht., *Lima (Acesta)* ex gr. *goliath* Sow.

Разрез корновской свиты хорошо представлен в обнажениях юго-западного крыла Точилинской антиклинали, где ее мощность, по Н. М. Маркину, достигает 472 *м* (по Б. Ф. Дьякову, 245 *м*). По северо-восточному крылу свита обнажена хуже, видимая мощность ее там равна 275 *м*. Нижняя граница корновской свиты проходит в однородных аргиллитах и устанавливается только фаунистически. Представлена свита туфогенными, иногда карбонатными, аргиллитами, внизу голубовато-серыми, выше светло-серыми, с прослоями бентонитовых глин и туффитов; при выветривании породы сильно светлеют. Встречаются карбонатные конкреции, вкрапленники пирита, обуглившиеся растительные остатки. Состав аргиллитов тот же, что и в точилинской свите.

В отличие от точилинских, породы корновской свиты, по данным Н. М. Маркина, имеют более светлую окраску, которая при выветривании становится ржаво-желтоватой.

Остатки фауны моллюсков корновской свиты Точилинского разреза представлены следующим комплексом: *Acila yakatagensis* Cl., *A. (Truncacila)* sp., *Nuculana korniana* L. Krisht., *N. napanica* L. Krisht., *Yoldia napanaensis* L. Krisht., *Yoldia* aff. *clallamensis* Weaver, *Malletia praekorniana* L. Krisht., *M. snatolensis* L. Krisht., *Delectopecten peckhami watanabei* Yok., *Lima* ex gr. *goliath* Sow., *Modio-*

http://jurassic.ru/

lus restorationensis V. Winkle, *Cardita kovatchensis* Slod., *Periploma circularis* L. Krisht., *P. kamtschatica* L. Krisht., *Dentalium* sp., *Scaphander* sp., *Margarites kovatschensis* L. Krisht., *Hemithyris amaniensis* L. Krisht., *Terebratulina* sp.

Фораминиферы корновской свиты, по данным Н. А. Волошиновой и А. И. Будашевой, аналогичны фораминиферам точилинской свиты, но появляются такие виды, как *Vaginulinopsis saundersi* (Hanna et Hanna), *Lagena marginata* (Walker et Boys), *Cullulina* ex gr. *lactea* (Walker et Jacob), *Sigmomorphina voughani* Cushman et Ozawa. *Nonion* ex gr. *pompiloides* (Fichtel et Moll), *Nomiellina labradorica* (Dawson).

Мощность отложений ковачинской серии достигает 1500—2000 *м*. Возраст ковачинской серии ранее определялся как верхнеолигоценовый. Возраст фаунистической зоны Cardium snatolensis из верхов тигильской серии считался нижнеолигоценовым. Последние исследования Л. В. Криштофович (1957—1960 гг.) позволили ей разделить эту зону на две подзоны: нижнюю с *Eoscutella* cf. *coosensis* (Kow.) и верхнюю с *Nuculana johanseni* Dall. В нижней подзоне встречаются виды, связывающие ее с зоной Mytilus yokoyamai и Genota snatolensis из отложений снатольской свиты (средний и верхний эоцен). В верхней же подзоне, кроме общих для зоны Cardium snatolensis руководящих форм, появляются новые подроды и виды, связывающие ее с ярусом Линкольн (средний олигоцен) и с ярусом Блеклей (верхний олигоцен) Северо-Западной Америки, а также с вышележащей ковачинской серией. Эти данные послужили Д. В. Криштофович основанием для двучленного деления зоны Cardium snatolensis и Solen tigilensis и проведения внутри ее границы между нижним и средним олигоценом. Обсуждение этого вопроса на Охинском стратиграфическом совещании показало возможность расширения возрастного диапазона ковачинской серии с включениями в него, кроме верхнего, также и среднего олигоцена.

Неоген

На границе между палеогеном и неогеном, точнее в самом раннем неогене, извержениями андезитовых лав с сопровождающими их туфами и туфобрекчиями проявилась первая третичная фаза вулканизма[1]. Эти эффузивы наиболее широко распространены в северной части Западного Камчатского прогиба.

Отложения неогена мощностью свыше 5000 *м* разделяются на две несогласно залегающие между собой серии; воямпольскую (нижний и средний миоцен) и кавранскую (верхний миоцен и плиоцен). Между воямпольской и кавранской сериями проявилась вторая фаза магматической деятельности интрузиями долеритов, шонкинитов, монцонитов, тефритов, кринанитов, тешенитов и ийолит-уртитов. Сходные по составу магматические породы формировались и в конце неогена (третья фаза).

Воямпольская серия

Впервые эти отложения были выделены Б. Ф. Дьяковым в 1932 г. под названием белесоватой толщи, в которую им, кроме собственно воямпольской, объединялись и стратиграфические аналоги ковачинской серии.

И. Б. Плешаков в 1937 г. разделил белесоватую толщу на воямпольскую и ковачинскую свиты.

[1] В других районах Камчатки известны и интрузии этого времени; для Западной Камчатки вопрос о нижнемиоценовых интрузиях остается открытым. — *Прим. ред.*

http://jurassic.ru/

Воямпольская серия сложена преимущественно однообразным переслаиванием туфогенных, сильно выбеливающихся аргиллитов, алевролитов, опок, туфов и туфогенных песчаников. Отложения ее довольно хорошо охарактеризованы фаунистически и разделяются на две подсерии: россошинскую (нижний миоцен) и лухлинскую (средний миоцен), представляющие собой трансгрессивные циклы осадконакопления.

Разделение воямпольской серии на две указанные подсерии и раздельное картирование их может объяснить многие особенности геологического строения Западной Камчатки. Уже сейчас имеются материалы, указывающие на более широкое площадное развитие отложений лухлинской подсерии и несогласное ее залегание на нижележащих отложениях. Россошинская подсерия в пределах Тигильского поднятия более тесно связана общностью условий осадконакопления, а также фауной с олигоценовыми отложениями.

Россошинская подсерия (нижний миоцен)

Россошинская подсерия как нижняя половина разреза воямпольской толщи выделена в 1957 г. Е. П. Кленовым. Отложение пород этой подсерии связано с вулканизмом в раннем миоцене, обусловившим обилие пирокластического материала в породах.

Местами в Тигильском районе отложения россошинской подсерии залегают на породах ковачинской серии без видимого углового несогласия, но в ряде разрезов в основании россошинской подсерии лежат конгломераты или лавы изверженных пород основного и среднего состава. По И. Б. Плешакову (1939), в районе Утхолокского Мыса воямпольская толща залегает на палеогеновых отложениях с резким угловым несогласием (см. рис. 13).

Отложения россошинской подсерии делятся на аманинскую и гакхинскую свиты. Верхняя часть россошинской подсерии сложена флишоидным переслаиванием туфогенных аргиллитов и алевролитов гакхинской свиты.

Россошинская подсерия имеет мощность в среднем 1500 *м*. Она трансгрессивно перекрывается отложениями лухлинской подсерии.

Аманинская свита. Термин «аманинская свита» впервые введен в стратиграфический разрез Тигильского района Б. Ф. Дьяковым в 1945 г. после того, как Л. В. Криштофович выделила в точилинском разрезе иольдиевую фаунистическую зону. До этого по литологическим особенностям она объединялась с нижележащими глинистыми отложениями палеогенового возраста с точилинскую свиту и составляла верхнюю треть разреза этой свиты (по М. Ф. Двали), или горизонт верхних темно-серых сланцев точилинской свиты (по Б. Ф. Дьякову).

Отложения аманинской свиты представлены глинами с иольдиевым фаунистическим комплексом, которые считаются Л. В. Криштофович глубоководными аналогами глауконитовых песчаников и вулканогенных толщ преимущественно андезитового состава, развитых в вулканических зонах, например у мыса Утхолокского. По решению Охинского стратиграфического совещания, к аманинской свите отнесены также базальные слои гакхинской свиты Б. Ф. Дьякова или его I подсвита гакхинской свиты с фауной *Thyasira kamtschatica* и *Solariella ochotensis*. Таким образом, аманинская свита рассматривается в четырех фациях: глинистой (иольдиевой), песчаной (горизонт глауконитовых песчаников), туфогенно-аргиллитовой (I подсвита гакхинской свиты Б. Ф. Дьякова) и вулканогенной (андезиты и туфобрекчии Утхолокского Мыса, по И. Б. Плешакову).

http://jurassic.ru/

Глинистая, или иольдиевая, фация аманинской свиты обнажается на юго-западном крыле Точилинской антиклинали северо-восточнее устья р. Гакх, где ее породами сложены небольшие антиклинальная и синклинальная складки. Мощность свиты здесь достигает 546 *м*.

Отложения аманинской свиты представлены темно-серыми алевритистыми и песчано-алевритистыми аргиллитами, обычно туфогенными. Породы содержат маломощные прослои бентонитовых глин, туфогенных песчаников, туфов, включения гальки с характерными карбонатными конкрециями. Аргиллиты неравномерно обогащены пирокластическим материалом — цеолитизированным стеклом и содержат до 10% карбонатного материала. Туфогенные песчаники состоят из полевого шпата (главным образом плагиоклаза), эффузивных, глинистых и кремнистых пород. Размер обломков в песчаниках от 0,6 до 0,66 *мм*, цемент кальцито-доломитовый, реже сидеритовый.

Нижняя часть аманинской свиты выделена Л. В. Криштофович в слои с иольдиями и *Lingula hians* Sw. Слои эти содержат следующие остатки фауны: *Nuculana korniana* L. Krisht., *N. napanica* L. Krisht., *Yoldia deformis* Kog., *Y. angusta* L. Krisht., *Y. gretschischkini* L. Krisht., *Y. nitida* Slod., *Y. tigilensis* Slod., *Malletia kamtschatica* L. Krisht., *M. korniana* L. Krisht., *M. snatolensis* L. Krisht., *Delectopecten peckhami watanabei* Yok., *Modiolus restorationensis* Van Winkle, *M. solea* Slod., *M. tetragonalis* Slod., *Mytilus edulis* L., *Cardita kovatschensis* Slod., *C. gackhensis* L. Krisht., *Crassatellites* sp., *Corbicula fonsata* Slod., *Thyasira kamtschatica* L. Krisht., *T. praebisecta* L. Krisht., *T. clarki* L. Krisht., *Cardiomya kovatschensis* L. Krisht., *Scaphander* sp., *Ancillaria* sp., *Euspira ajiensis* L. Krisht., *Lingula hians* Sw.

Для низов аманинской свиты, кроме широкого развития фауны иольдий, характерно появление значительного количества *Corbicula*, мидий и модиол, исчезновение стеногалинных брахиопод, уступающих место эвригалинной *Lingula*; достигает расцвета род *Malletia*.

Верхняя половина аманинской свиты охарактеризована фауной слоев с *Thyasira kamtschatica* L. Krisht., и *Solariella ochotensis* L. Krisht., представленной *Nuculana napanica* L. Krisht., *N. miocenica* L. Krisht., *Yoldia cerussata* Slod., *Y. gretschischkini* L. Krisht., *Y. longissima* Slod., *Y. napanaensis* L. Krisht., *Y. nitida* Slod., *Y. pilvoensis* Slod., *Malletia korniana* L. Krisht., *M. snatolensis* L. Krisht., *Ostrea gackiana* L. Krisht., *Pododesmus schmidti* L. Krisht., *Chlamys gackhensis* L. Krisht., *Modiolus solea* Slod., *M. tetragonalis* L. Krisht., *Mytilus edulis* L., *M. perrini* Ilyina, *Cardita gackhensis* L. Krisht., *C. obtunda* L. Krisht., *C. pilvoensis* Khom., *C. orientalis* L. Krisht., *Corbicula fonsata* Slod., *Thyasira clarki* L. Krisht., *T. kamtschatica* L. Krisht., *T. praebisecta* L. Krisht., *Periploma circularis* L. Krisht., *Laternula altarata* L. Krisht., *L. ovum* L. Krisht., *L. totschiloensis* L. Krisht., *Cardiomya tigilensis* Slod., *C. kovatschensis* Ilyina, *Scaphander* sp., *Solariella ochotensis* L. Krisht., *Acteon* sp., *Sipho gackhensis* L. Krisht.

Как отмечает Л. В. Криштофович (1958 г.), «судя по данным вертикального распространения видов, древние формы — выходцы из олигоценового бассейна в Точилинском разрезе не поднимаются выше слоев с *Solariella ochotensis* L. Krisht.».

В прибрежных частях морского бассейна, по Л. В. Криштофович, отлагались осадки песчаной фации аманинской свиты, часто представленные глауконитовыми песчаниками. Впервые на наличие глауконитовых песчаников в основании миоценового разреза указал И. Б. Плешаков, выделивший их в глауконитовый туфогенный горизонт воям-

http://jurassic.ru/

польской серии. Этот горизонт развит на значительной площади и, как установлено при геологическом картировании, почти непрерывно протягивается от бассейна р. Квачины, через бассейны рек Утхолока, Каврана и Хайрюзовой почти до р. Белоголовой. Горизонт сложен крепкими зеленовато-серыми средне- и мелкозернистыми глауконитовыми песчаниками с линзами кремнистых, иногда известковистых, аргиллитов. Местами песчаники имеют синеватый оттенок, содержат много марказита, а также глауконит, который распределен в виде линз и гнезд; встречается мелкая галька порфиритов.

Фауна горизонта глауконитовых песчаников еще недостаточно изучена. Мощность горизонта достигает 25 *м*.

В 1961 г. П. А. Ковалем в глауконитовых песчаниках, распространенных в бассейнах рек Белоголовой и Морошечной, обнаружена олигоценовая фауна. Следует отметить, что в этом районе разрез ковачинской серии представлен преимущественно песчаниками.

Отложения глинистой и песчаной фаций аманинской свиты можно наблюдать в разрезах по рекам Квачине и Пухль, где они описаны в 1956 г. Е. П. Кленовым (рис. 16). Нижние и верхние течения рек Квачины и Пухль располагались в аманинское время в различных фациальных зонах осадконакопления. Более мелководные осадки развиты в нижних течениях указанных рек, ближе к Утхолокскому Мысу. Характерным для этих двух районов является то, что изменение фациального облика миоценовых отложений сопровождается на их площади аналогичным изменением и палеогеновых пород.

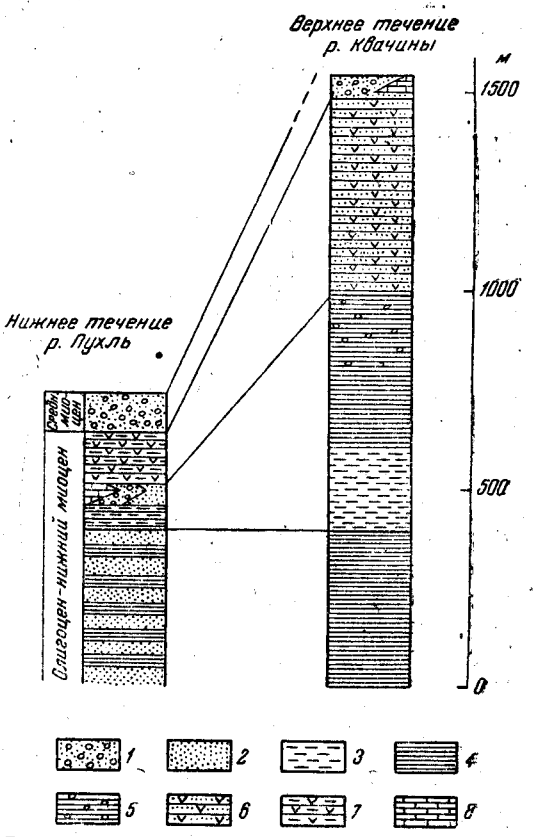


Рис. 16. Сопоставление олигоцен-нижнемиоценовых отложений различных фациальных зон. По Е. П. Кленову, 1958 г.

1 — конгломераты; *2* — песчаники; *3* — алевролиты; *4* — аргиллиты; *5*—аргиллиты с мергелистыми конкрециями; *6* — туфогенные алевролиты с прослоями туфов; *7* — алевритовые и глинистые туффиты; *8* — известняки

Туфогенно-аргиллитовая фация аманинской свиты развита, помимо точилинского разреза, в бассейнах рек Хайрюзовой, Гаванки и в других пунктах. Она представлена ритмичным переслаиванием туфогенных аргиллитов и алевролитов, встречаются прослои разложившихся туфов и горизонта мергельных конкреций. При выветривании породы выбеливаются. Характерным признаком этих отложений в других разрезах является наличие крупных (5×10 *м*) линз или неправильной формы тел органогенных известняков, в различной степени засоренных терригенным материалом. Известняки сложены обломками и целыми раковинами моллюсков, в основном из рода *Thyasira*. Л. В. Кри-

http://jurassic.ru/

штофович объединяет фауну этой фации в слои с *Thyasira kamtschatica* и *Solariella ochotensis*. Мощность туфогенно-аргиллитовой фации аманинской свиты достигает 550 *м*.

Четвертая, вулканогенная фация аманинской свиты проявляется в пределах Тигильского поднятия на небольшой площади у берега Охотского моря. Наиболее показательным является ее разрез по северо-западному берегу Ковачинской бухты (мыс Утхолокский), описанный И. Б. Плешаковым (см. рис. 71). Базальные слои воямпольской серии залегают здесь с угловым несогласием на песчаниках снатольской свиты, в которых местами встречаются остатки фауны моллюсков этой свиты. Песчаники прорваны дайками измененных гидротермальными процессами андезитов мощностью 2—3 *м*. Снатольские песчаники и дайки андезита несогласно перекрываются валунным туфоконгломератом с обильными остатками фауны, в том числе *Limatula kovatschensis* и *Papyridae utcholokensis*. Галька и валуны округлые, хорошо окатанные, состоят из измененных андезитов. На конгломерате согласно залегают туфогенные глауконитовые песчаники, сменяющиеся выше глинистыми туфогенно-глауконитовыми песчаниками с частыми прослоями вулканического туфа. Севернее, у мыса Овра, на туфоконгломератах залегают слоистые туфобрекчии и андезитовые туфы мощностью до 30 *м*, которые вверх по разрезу сменяются туфогенно-глауконитовыми песчаниками. Вулканогенные аналоги аманинской свиты, по мнению Е. П. Кленова, вскрыты у р. Воямполки буровыми скважинами Р-1 (на глубине 1310 *м*), Р-2 (1300 *м*) и Р-3 (1400 *м*)[1]. По данным Т. В. Ухиной, породы представлены андезитами и их более измененными разностями — порфиритами. Скважина Р-1 прошла по ним 130 *м* и полностью их не вскрыла; вскрытая мощность их в скв. Р-2 составляет 10 *м*, по скв. Р-3 309 *м*. В других районах Тигильского поднятия вулканогенные аналоги аманинской свиты еще мало изучены. И. Б. Плешаков относит к этим образованиям также андезиты окрестностей с. Тигиль и среднего течения р. Аманины. Он считает, что вулканогенные породы проявляются в удалении от интрагеосинклинальной зоны и локализуются в интрагеоантиклиналях.

Гакхинская свита. Объем гакхинской свиты, принятый на Охинском стратиграфическом совещании, соответствует средней части гакхинской свиты Б. Ф. Дьякова (его II и III подсвиты) и гакхинской свите геологов Камчатского РайГРУ, за исключением базальных слоев с *Thyasira*, включенных совещанием в аманинскую свиту. В разрезе Точилинской антиклинали принятый стратиграфическим совещанием объем гакхинской свиты соответствует II, III и IV подсвитам этой свиты Н. М. Маркина и Криштофович (1958 г.).

Отложения гакхинской свиты полностью обнажаются на юго-западном крыле Точилинской антиклинали, вблизи устья р. Гакх. Мощность гакхинской свиты в разрезе составляет 807 *м*. Свита представлена серыми и светло-серыми алевритистыми аргиллитами, часто туфогенными и известковистыми, с прослоями мощностью 0,1—1,0 *м* бентонитовых глин, туфов и туффитов. Породы содержат мергелистые конкреции, редкие гальки андезитового порфирита, углистый детрит, встречаются псевдоморфозы карбоната бипирамидальной формы по гейлюситу(?), мелкие обломки угля.

Нижняя половина гакхинской свиты характеризуется комплексом фауны, объединенной Л. В. Криштофович в слои с *Cardiata striata* L. Krisht. и *Turritella gackhensis* L. Krisht.: *Dentalium* sp., *Solemya*

[1] Н. М. Маркин эффузивы, вскрытые этими скважинами, считает олигоценовыми, залегающими в основании ковачинской серии.

http://jurassic.ru/

ex gr. *tokynagai* Yok., *Acila praevigilia* L. Krisht., *Nuculana napanica* L. Krisht., *N. miocenica* L. Krisht., *N. grandis* L. Krisht., *N. (Borissia)* sp., *Yoldia longissima* Slod., *Malletia poronatica* Yok., *Malletia* ex gr. *kovatschensis* L. Krisht., *Delectopecten* ex gr. *peckhami* Gabb, *Cardita orientalis* L. Krisht., *C. obtunda* L. Krisht., *C. pilvoensis* Khom., *C. striata* L. Krisht., *Thyasira* ex gr. *clarki* L. Krisht., *Thyasira* ex gr. *smechovi* Kogan, *Cardium puchlense* Ilyina, *Laternula totschiloensis* L. Krisht., *Periploma macra* L. Krisht., *Pholadomya* sp., *Scaphander* cf. *oregonensis* Dall, *Ancillaria* sp., *Psephaea* sp., *Turritella gackhensis* L. Krisht., *Exilioidea*(?) *kamtschatica* L. Krisht., *Neptunea* ex gr. *onnaica* (Yok.).

Верхняя половина гакхинской свиты, согласно Л. В. Криштофович, содержит остатки фауны, по-видимому, среднего миоцена, объединенные ею в слои с *Cardium puchlense* Ilyina: *Nuculana grandis* L. Krisht., *N. miocenica* L. Krisht., *N. (Borissia)* sp., *Yoldia longissima* Slod., *Y. nitida* Slod., *Y.* ex gr. *kovatschensis* Slod., *Y. thrapezoides* L. Krisht., *Ostrea gackhiana* L. Krisht., *Chlamys gackhensis* L. Krisht., *Modiolus tetragonalis* Slod., *Mytilus edulis* L., *M.* aff. *solea* Slod., *Botula tumiensis* Laut., *Cardita* ex gr. *pleschakovi* Ilyina, *Cardita* ex gr. *napanica* Ilyina, *Thyasira* ex gr. *smechovi* Kogan, *Cardium puchlense* Ilyina, *Papyridea* sp., *Liocyma* sp., *Laternula altarata* L. Krisht., *L. ovum* L. Krisht., *L. totschiloensis* L. Krisht., *Cardiomya* aff. *tigilensis* Slod., *Neptunea* sp., *Turitella gackhensis* L. Krisht., мшанки, баланусы, остатки рыб.

От нижележащей аманинской свиты (кроме ее туфогенно-аргиллитовой фации) гакхинская свита хорошо отличается флишоидным строением и белесоватым цветом пород. Флишоидное строение выражено в чередовании двух разностей пород: пластов более крепких, остроскольчатых, белесых алевролитов и аргиллитов мощностью 0,05—0,2 *м* и пластов темных, синевато-серых, со скорлуповатой отдельностью, менее крепких аргиллитов мощностью 0,01—0,05 *м*. Такое строение отложений гакхинской свиты сохраняется на значительной части территории Тигильского поднятия. Там, где отложения гакхинской свиты начинают частично замещаться породами корновской глинистой фации, в них появляются пачки темноцветных аргиллитов, как бы растворяющих в себе ритмично-слоистые белесые аргиллиты и алевролиты. Наиболее показательным в этом отношении может явиться разрез Воямпольской антиклинали. Мощность отложений гакхинской свиты составляет 500—1000 *м*.

Лухлинская подсерия (средний миоцен)

В среднемиоценовую лухлинскую подсерию объединены, по Е. П. Кленову, отложения верхней части гакхинской, вивентекской и кулувенской свит воямпольской толщи Б. Ф. Дьякова. Отчетливый белесый цвет пород раньше служил единственным основанием для объединения ее с нижележащей россошинской подсерией в одну воямпольскую толщу. Однако отличия их более существенны.

Лухлинская подсерия знаменует собой новую трансгрессию миоценового моря, проявившуюся позже первой бореальной трансгрессии. Время отложения пород подсерии характеризуется пышным расцветом диатомовой флоры, повсюду отмечающейся в ее осадках. Для разреза подсерии характерны типичные опаловые породы (опоки, кремни). В основании лежит своеобразная утхолокская свита, трансгрессивно залегающая на более древних породах. Кроме опок и диатомитов, слагающих значительную часть разреза, в нем много туфов и

http://jurassic.ru/

туфогенных песчаников, а также крупных обломков пемзы и валунов андезитов. Разделяется лухлинская подсерия на утхолокскую, вивентекскую и кулувенскую свиты. Мощность подсерии достигает 1200 *м*.

Утхолокская свита. Утхолокская свита в основании толщи среднемиоценовых отложений впервые выделена Е. П. Кленовым в 1956 г. в Утхолокском районе, по рекам Квачине и Пухлю. Обнажается утхолокская свита на юго-западном крыле Точилинской антиклинали между р. Гакх и ключом Половинным, на северо-восточном крыле — в районе первого водопада к северо-востоку от горы Гречишкина. Мощность ее на юго-западном крыле равна 355 *м*, на северо-восточном порядка 230 *м*. От нижележащей гакхинской свиты она отличается значительным содержанием темных аргиллитоподобных глин, большим количеством прослоев туфов и туффитов. Характерным для свиты является наличие карбонатных образований, но не в виде бипирамидальных сростков, а в форме шаровидных стяжений с радиально-лучистым внутренним строением, достигающих в поперечнике 0,5 *м* и более. Наблюдаются многочисленные глинисто-аргиллитовые гальки и гальки андезитовых порфиритов. Часто встречаются шаровые и трубчатые карбонатные конкреции с углистым пиритизированным материалом внутри, а также растительный обугленный детрит.

Глинистые породы состоят в основном из гидрослюд, частично из монтмориллонита (иногда до 30%) и тонкозернистого карбоната. Песчано-алевритовая примесь в них незначительна; она представлена пепловыми частицами стекла, полевыми шпатами и обломками пород нормальноосадочного происхождения. Встречается пирит, а в верхах свиты — глауконит.

В породах свиты содержатся остатки фауны, отличающейся обедненным и однообразным составом. Комплекс этой фауны Л. В. Криштофович выделяет как слои с *Yoldia posneri* L. Krisht. (слои с *Corbicula* sp.), представленные следующими моллюсками: *Yoldia posneri* L. Krisht., *Y. lanceolata* L. Krisht., *Brachidontes* ex gr. *matschigarensis* Mak., *Cardita* ex gr. *pleschakovi* Ilyina, *Corbicula* sp., *Turritella* sp., а также остатками фауны слоев *Nuculana miocenica* L. Krisht., общей с нижней пачкой вивентекской свиты.

Из фораминифер, по данным Н. А. Волошиновой и А. И. Будашевой, здесь присутствуют *Haplophragmoides* aff. *asagaiensis* Asano, *Cyclammina constrictimargo, Ammomarginulina, Bathysiphon.*

В других разрезах Тигильского поднятия утхолокская свита сложена туфами, туфогенными аргиллитами, алевролитами и песчаниками с конгломератами. Обычно это некрепкие, скорлуповато-обломочные породы темно-серого, зеленого и голубовато-серого цвета.

В зоне контакта с россошинской подсерией в породах свиты отмечается масса гальки и обломков андезитов, а также различных изверженных и метаморфических пород, обуглившиеся растительные остатки и слои углистых песчаников. Для этой части утхолокской свиты характерно наличие псевдоморфоз кальцита по гейлюсситу и желваков пирита.

В разрезе Воямпольской антиклинали утхолокской свите соответствует, по-видимому, жиловая свита. Мощность утхолокской свиты достигает 350 *м*.

Вивентекская свита. Вивентекская свита впервые была установлена М. Ф. Двали в 1934 г. на площади Хромовской и Точилинской антиклиналей.

Породы вивентекской свиты обнажаются на морском побережье между устьями рек Аманины и Этолоны в нескольких пунктах: в районе ключа Половинного между устьями рек Аманины и Вивентек,

http://jurassic.ru/

между двумя водопадами северо-восточнее горы Гречишкина, а также в ядре антиклинальной складки к юго-западу от мыса Непропуск. Наиболее полно разрез свиты изучен на участке морского берега у ключа Половинного, где ею сложены антиклинальная и синклинальная складки. Далее на юго-запад по морскому берегу вивентекская свита сменяется породами более молодой кулувенской свиты. Мощность вивентекской свиты здесь составляет 375 *м*, а на противоположном северо-восточном крыле той же складки — до 260 *м*.

Литологический состав свиты отличается большим постоянством. Свита сложена туфогенными аргиллитами, туфодиатомовыми породами (опоки), туффитами и туфами. Цвет всех этих разновидностей пород преимущественно светлый, молочно-фарфоровидно-белый или яркий желтый, розовый, фиолетовый. Встречаются крупные карбонатные конкреции до 2,5 *м* и более в поперечнике, обуглившиеся растительные остатки, линзочки угля, гальки кристаллических и осадочных пород. В верхах свиты увеличивается количество грубого терригенного материала. Туфогенные аргиллиты сложены гидрослюдистыми минералами, мельчайшими зернами карбоната, песчано-алевритовым материалом, состоящим из полевых шпатов, кварца, обломков эффузивных и кремнистых пород. В пепловых туффитах, кроме гидрослюды, присутствуют алунит и кристобалит.

Фауной вивентекская свита охарактеризована недостаточно, что, по-видимому, связано с неблагоприятными условиями для ее обитания. Л. В. Криштофович по фауне выделяет в свите ряд слоев (снизу вверх):

1) слои с *Nuculana miocenica* L. Krisht., содержащие в нижней части остатки *Nuculana grandis* L. Krisht., *N. miocenica* L. Krisht., *Yoldia lanceolata* L. Krisht., *Y. posneri* L. Krisht., *Y.* ex gr. *trapezoides* L. Krisht., *Thyasira* ex gr. *disjuncta* Gabb, *Cardita obtunda* L. Krisht., *Liocyma* ex gr. *fluctuosa* (Gould), *Laternula totschiloensis* L. Krisht., *Cardiomya* aff. *tigilensis* Slod., *Turritella* cf. *gackhensis* L. Krisht., *Neptunea posneri* L. Krisht., общие с нижележащей утхолокской свитой; в верхней — моллюски видов *Nuculana miocenica* L. Krisht., *Yoldia posneri* L. Krisht., *Y. lanceolata* L. Krisht., *Y. pennulata* Slod., *Delectopecten* ex gr. *peckhami* (Gabb), *Cardita obtunda* L. Krisht., *Thyasira* ex gr. *disjuncta* Gabb, *Cardiomya* aff. *tigilensis* Slod., *Dentalium* sp.;

2) слои с *Palliolum (Delectopecten)* ex gr. *peckhami* (Gabb), представленные *Nuculana* ex gr. *slodkewitschi* Kogan, *Yoldia* cf. *chojensis* Sim., *Y.* ex gr. *pennulata* Slod., *Y.* cf. *uvutschensis* L. Krisht., *Delectopecten* ex gr. *peckhami* Gabb, *Liocyma* ex gr. *fluctuosa* (Gould), *Turritella* sp.;

3) слои с *Nuculana slodkewitschi* Kogan, содержащие *Nuculana slodkewitschi* Kogan, *Yoldia* ex gr. *pennulata* Slod., *Y. (Cnesterium)* sp., *Delectopecten* ex gr. *peckhami* Gabb, *Laevicardium* sp.

Из фораминифер, по данным Н. А. Волошиновой и П. И. Будашевой, в вивентекской свите встречаются *Haplophragmoides dentatus, H. cardinatus* Cushman, которые отсутствуют в нижележащих отложениях.

Мощность отложений вивентекской свиты изменяется от 250 до 500 *м*.

Кулувенская свита. Кулувенская свита впервые установлена М. Ф. Двали в 1934 г. на площади Точилинской и Хромовской антиклиналей.

Породы кулувенской свиты хорошо обнажены в северо-восточном крыле Точилинской антиклинали, от ядра небольшой антиклинальной

http://jurassic.ru/

складки в направлении мыса Непропуск. Нижняя граница свиты устанавливается по появлению в разрезе пластов и пачек песчаников, не встречающихся в вивентекской свите. Верхняя граница отбивается по подошве ильинской свиты кавранской серии, сложенной крупнообломочными отложениями, а также по появлению остатков фауны моллюсков верхнего миоцена. Мощность свиты в этом разрезе равна 500 *м*.

Представлена свита туфогенными мелкозернистыми и среднезернистыми песчаниками, содержащими слои туфов, туффитов, реже аргиллитов с галькой, конгломератов; иногда встречаются прослои бентонитовых глин и ракушняков, линзы угля, мергельные конкреции.

Фауна моллюсков кулувенской свиты, по Л. В. Криштофович, составляет зону группы *Thyasira disjuncta* var. *ochotica* L. Krisht. и *Laternula besshoensis* (Yok.) var. *sachalinensis* Slod., представленную *Nuculana* ex gr. *majamraphensis* Khom., *Yoldia chojensis* Sim., *Cardita kevetscheveemensis* Slod., *Thyasira disjuncta* var. *ochotica* L. Krisht., *Laevicardium* ex gr. *taracaicum* Yok., *Liocyma fluctuosa* Gould, *Macoma* ex gr. *calcarea* Gmel., *Spisula polynyma* Stimp., *Laternula besshoensis* var. *sachalinensis* Slod., *Mya japonica* Jay, *Saxicava pleschakovi* Sim., *Pholadidea penita* Conr., *Turritella tigilana* Ilyina.

Комплекс фораминифер резко отличается от всех других комплексов и (по данным Н. А. Волошиновой и А. И. Будашевой) характеризуется следующими формами: *Elphidium* sp. sp., *Bolivina* sp. sp., *Potalia* ex gr. *bessarii* (Lime), *Pseudoparrella* sp., *Cassidulina* ex gr. *miocenica* Voloschinova et Borovleva.

И. Б. Плешаковым в 1940 г. в нижних слоях кулувенской свиты найден зуб морского млекопитающего из семейства Desmostylidae.

Отложения кавранской серии в ряде пунктов залегают на породах лухлинской подсерии воямпольской серии с размывом и угловым несогласием. В этих случаях кулувенская свита частично или полностью размыта. В других разрезах наблюдается более постепенный переход между лухлинской подсерией и кавранской серией. В таких случаях в верхах кулувенской свиты появляются прослои и линзы конгломератов, которые, увеличиваясь в мощности, вверх по разрезу переходят в базальные конгломераты кавранской серии. Оба типа перехода между отложениями воямпольской и кавранской серий можно видеть по правому берегу р. Белоголовой, северо-западнее и восточнее одноименного села, на крыльях синклинали, сложенной отложениями кавранской серии. В 2 *км* к северо-западу от с. Белоголовое наблюдается постепенный переход между сериями. Здесь наряду с общим изменением разреза вивентекской и кулувенской свит в сторону преобладания туфогенных алевролитов (вместо обычных опок) в верхах разреза кулувенской свиты наблюдаются ритмы, сложенные в основании туфами со стяжениями известковистого песчаника — конгломерата с остатками фауны, а в кровле — алевролитами. Таких ритмов три. В каждом следующем вверх по разрезу ритме базальная его часть, сложенная песчаниками-конгломератами, увеличивается в мощности, а мощность алевролитовой части уменьшается. Наконец, в последнем ритме песчаники-конгломераты сливаются с породами конгломератовой свиты кавранской серии.

В 1 *км* восточнее с. Белоголовое, на другом крыле синклинали, наблюдается угловое несогласие с четко видимым в обрыве правого берега реки срезанием голов пластов кулувенской свиты базальным конгломератом, лежащим в основании кавранской серии. Максимальная мощность отложений свиты достигает 500 *м*.

http://jurassic.ru/

Почти повсеместно на площади Тигильского поднятия отложения воямпольской серии прорваны многочисленными дайками и штоками изверженных пород среднего и основного состава, а также щелочными породами, залегающими в виде даек и куполов. Часть выходов изверженных пород представляет, по-видимому, разрушенные вулканы. Большие массивы этих пород встречаются в верховьях р. Напаны и по левобережью верхнего течения р. Тигиля, где они слагают наиболее крупные массивы — сопку Тыльель и гору Седло. В западных частях Тигильского поднятия эти образования встречаются реже, но здесь они лучше изучены. Наиболее крупными массивами вулканических пород в районе являются мыс Хайрюзова и о. Птичий (Е. П. Кленов, 1959 г.). Мыс Хайрюзова сложен базальтами, пироксеновыми андезитами, андезитовыми туфобрекчиями, туфоконгломератами. В конце среднемиоценового времени здесь находился, по-видимому, крупный вулкан, с деятельностью которого связаны слоистые вулканогенные образования с мощностью пластов от 5 до 15 *м*. В северной части мыса вулканические продукты представлены преимущественно лавами; южнее, вдоль западного края мыса, развито переслаивание лав с туфами и туфобрекчиями; на юго-западной же оконечности мыса вулканические толщи сложены почти исключительно туфами и туфобрекчиями. Вулканическая толща нарушена и залегает с падением на запад-юго-запад под углом 50°. Андезитовые и базальтовые лавы и их туфы местами имеют ярко-красную окраску и содержат много жеод с аметистом. Под микроскопом эффузивные породы определяются как оливиновые базальты и пироксеновые андезиты сравнительно свежего облика.

Кавранская серия

Геологические исследования последних лет и, в частности, исследования В. В. Меннера (в 1958 г.), Л. В. Криштофович (в 1957 г.) и Е. П. Кленова (в 1958 г.) показали, что верхнемиоценовые и плиоценовые отложения можно довольно отчетливо подразделить на два цикла отложений: нижний цикл (верхнемиоцен-нижнеплиоценовый) — трансгрессивный и верхний (средне- и верхнеплиоценовый) — регрессивный; граница между ними проходит по подошве этолонской свиты. Эти циклы отложений на Охинском стратиграфическом совещании получили наименование двух подсерий кавранской серии — нижней и верхней. Нижняя подсерия кавранской серии разделяется на ильинскую и какертскую свиты, верхняя — на этолонскую и эрмановскую.

Отложения кавранской серии на отдельных участках района Тигильского поднятия залегают на лухлинской подсерии и нижележащих породах с угловым несогласием.

Разрез кавранской серии (без верхов эрмановской свиты) вскрывается в обрывах северо-восточнее Точилинской антиклинали, на участке морского берега в районе мыса Непропуск (от площади «Грандотель» до устья р. Этолоны). Общая мощность пород кавранской серии на этом участке достигает 1310 *м*.

Максимальная мощность отложений кавранской серии составляет 2500 *м*.

Нижняя подсерия (верхний миоцен — нижний плиоцен)

Ильинская свита (или горизонт базальных конгломератов) включает не только конгломераты из подошвы кавранской серии, но также и часть вышележащего разреза, представленного зелеными туфогенными песчаниками и гравелитами. В ряде разрезов слой базаль-

http://jurassic.ru/

ных конгломератов выделяется довольно четко. В других разрезах конгломераты свиты замещаются конгломеративными песчаниками или песчаниками с линзами конгломератов.

В точилинском разрезе ильинская свита мощностью 167 *м* представлена чередующимися песчаниками, конгломератами и редкими прослоями туфогенных глин. Песчаники разнозернистые, грубозернистые, параллельно-слоистые и косослоистые, с линзами угля, рассеянной галькой, состоящей из кристаллических пород, аргиллитов воямпольской серии и зеленокаменных пород. В основании свиты залегает конгломерат с обильной ракушей, сцементированный плохо отсортированным песчаным материалом.

Фаунистические остатки отложений этой свиты, соответствующие нижнему ярусу верхнего миоцена, выделены Л. В. Криштофович в зону с *Modiolus wajampolkensis* S l o d., представленную следующим наиболее характерным комплексом моллюсков: *Mytilus ochotensis* S l o d., *Modiolus wajampolkensis* S l o d., *Taras gravis* K o g a n, *Papyridea kipenensis* S l o d., *Macoma truncatoides* S l o d., *Mya japonica* J a y, *Mya crassa* G r e w., *Saxicava pleschakovi* S i m., *Turritella tigilana* I l y i n a, *Crepidula ungana* D a l l.

Среди песчаников верхней части ильинской свиты иногда залегают линзы и пласты песчанистых ракушняков. В верховье р. Нижний Калаваям (левый приток р. Белоголовой) наблюдалась целая серия линз и прослойков ракушняков различной мощности, залегающих в 40-метровой толще разреза. Один прослой наиболее чистого ракушняка (без гальки и песка) достигает мощности 1,5 *м*. Аналогичные ракушняки обнажаются на берегу моря, севернее устья р. Ковран, где они залетают в виде двух пластов мощностью 0,8—1,2 *м*. Известняки отмечались также по правобережью р. Воямполки и в других местах Тигильского поднятия.

Мощность ильинской свиты меняется от первого десятка метров до 1000 *м* и более.

К а к е р т с к а я с в и т а. Внешне отложения какертской свиты похожи на отложения вивентекской и кулувенской свит. Они также образуют в рельефе крупные обрывы, сложенные опоками и туфами, характеризующимися белесым цветом, вследствие чего Н. М. Маркиным, Н. Е. Соловьевым и Г. К. Волковым в южной части Тигильского поднятия они включались в состав воямпольской серии. Прослеживание этих отложений по простиранию и более внимательное их изучение при геологическом картировании показывает, что для них характерны менее четкая слоистость, значительно большее содержание туфогенного материала, своеобразные виды фауны, а также обилие диатомовой флоры, образующей пласты диатомитов.

Какертская свита сложена туфогенными песчаниками и алевролитами, опоками, туффитами и туфами. В породах свиты встречаются прослои и конкреции мергелей, много мелкой уплощенной гальки и гравия, состоящих из туфогенных отложений нижележащих свит, метаморфических и изверженных пород. В основании свиты залегают обычно опоки, туфогенные алевролиты и туфы, в более верхних частях свиты преобладают туфогенные песчаники.

Породы какертской свиты содержат большое количество туфогенного материала. Песчаники характеризуются полимиктовым составом. Примерное количественное соотношение зерен различного состава следующее: кварц 25%, плагиоклаз 25%, обломки эффузивных и кварцитовидных пород 10%, пироксены 2%, роговая обманка 1%, биотит 1%, глауконит 3—5%, магнетит 1%, хлорит 5—10%, пирокластический материал 20—25%; многочисленны остатки диатомовых. Цемент карбо-

http://jurassic.ru/

натно-глинистый, туфогенный, хлоритизированный, по типу базальный или соприкосновения.

Туфы состоят из обломков кристаллов кварца, полевого шпата, роговой обманки, биотита, пироксенов, глауконита, а также андезита и вулканического стекла. Цементом является пепловый или глинисто-пепловый материал и вулканическое стекло. Встречаются известковистые туффиты.

Структура опок часто органогенная, псаммитовая. Порода состоит из угловато-окатанных зерен кварца, полевого шпата, редких чешуек биотита, пироксена, обломков диатомовых, редких рудных зерен. Цемент чаще опаловый. Нередки зерна глауконита и обломки вулканического стекла.

Гравелиты состоят из хорошо окатанных обломков кварца, полевого шпата, пироксена, андезита, опоки, сланца, сцементированных песчано-глинистым и пепловым хлоритизированным материалом.

В точилинском разрезе какертская свита мощностью 680 *м* представлена тремя пачками пород: нижней, состоящей преимущественно из серых туфогенных аргиллитов, туфодиатомитов, иногда имеющих опоковидный облик, чередующихся с пластами песчаников и туфов; средней, представленной мелко- и среднезернистыми, плохо отсортированными, слабо сцементированными песчаниками, местами косослоистыми с гальками различных пород; верхней, состоящей из мелко- и среднезернистых туфогенных песчаников, содержащих полуокатанные гальки изверженных пород, с прослоями опоковидных аргиллитов и туфов.

Фаунистические остатки свиты, представленные *Macoma optiva* (Yok.), *M.* ex gr. *calcarea* Gmel., *Cerastoderma* sp., *Cardita yokoyamai* Slod., *Serripes gronlandicus* (Brug.), Л. В. Криштофович (1959) объединяет в зону *Macoma optiva* и склонна относить только к верхнему ярусу верхнего миоцена.

Мощность отложений какертской свиты достигает 700 *м*.

Верхняя подсерия (средний и верхний плиоцен)

Этолонская свита. Полный разрез этолонской свиты прослеживается на морском побережье от мыса Непропуск в сторону устья р. Этолоны; разрез этот детально описан И. Б. Плешаковым (1940 г.). Эрмановская же свита, залегающая, по И. Б. Плешакову, выше кавранской свиты, в данном разрезе, по его мнению, размыта. В 1961 г. П. А. Ковалем установлено угловое несогласие между какертской и этолонской свитами в бассейне р. Сопочной (рис. 32).

В основании разреза этолонской свиты залегают туфогенные плохо отсортированные песчаники, в нижней части красновато-коричневатые, выше темно-зеленые, косослоистые, с мелкой галькой; еще выше залегают более темные песчаники с плохо окатанной галькой, состоящей из лав различного состава, и с битой ракушей. В верхней части свита представляет собой чередование песчаников с диатомовыми опоковидными аргиллитами.

Отложения этолонской свиты охарактеризованы обильными остатками фауны моллюсков хорошей сохранности, комплекс которой Л. В. Криштофович объединяет в зону Swiftopecten swiftii var. *etchegoini*. Фауна этой зоны представлена следующими видами: *Truncacila kamtschatica* Ilyina, *Glycymeris yessoensis* Sow., *Anadara trilineata* (Conr.), *Swiftopecten swiftii* var. *etchegoini* And., *Patinopecten caurinus* var. *oregonensis* Howe, *Cardita kavranensis* Slod., *Taras semiasperum* (Phil.), *Turritella gretschischkini* Ilyina, *Crepidula kamtschatica* Ilyina. В фаунистическом комплексе этолонской свиты, по мне-

http://jurassic.ru/

нию Л. В. Криштофович, наблюдается смешение теплолюбивой и относительно холодноводной фауны; первая распространена в низах свиты, вторая — в верхах.

Мощность этолонской свиты в ряде разрезов превышает, по-видимому, 1000 *м*.

Эрмановская свита обнажается по морскому побережью по обе стороны от устья р. Этолоны и на Этолонском Мысу; видимая мощность ее достигает 400 *м*. В свите чередуются туфогенно-диатомовые светлые легкие глины и туфогенные грубозернистые косослоистые пески. Среди глин и песков залегают пласты вулканических туфов; характерны линзообразные залежи лигнита и обильные растительные остатки; фаунистические остатки отсутствуют. В самом верху свиты залегают пласты рыхлого галечника с пемзовой галькой.

Из растительных остатков в эрмановской свите А. И. Пояркова по сборам Б. Ф. Дьякова определила: *Betula* cf. *Bendirei* Knowlt., *Equisetum* sp., *Salix amygdaloides* Pojark., *S. coalingensis* Dorf., *Salix* cf. *dayana* Knowlt., *S. kamtschatica* Pojark., *Salix* cf. *ramotidens* Knowlt. А. И. Пояркова относит эту флору к верхнему плиоцену и плейстоцену и указывает на ее бореальный характер. Кроме того, Э. Н. Кара-Мурза по сборам И. Б. Плешакова определила: *Alnus* sp., *Corylus* sp., *Digraphis arundinacea* (L.) Trin., *Juglans* sp., *Phyllites* sp., *Vaccinium* sp. Э. Н. Кара-Мурза, анализируя состав флоры, а также пыльцы, относит их к самым верхам верхнего плиоцена, указывая на возможность перехода их в плейстоцен. Остатки диатомовых из отложений эрмановской свиты, определенные А. А. Журавлевой по материалам Б. Ф. Дьякова, почти все представлены современными пресноводными формами; изредка среди них встречаются обломки морских форм рода *Coscinodiscus*.

По данным Б. Ф. Дьякова, отложения эрмановской свиты распространены в районе устья р. Тигиля на левом берегу, где среди них отмечаются пласты сидеритов, и в районе устья р. Этолоны; Е. П. Кленовым аналогичные отложения описаны в Кипинской мульде (пески, галечники), М. Ф. Двали — по р. Седанке (притоку р. Тигиля), И. Б. Плешаковым и В. В. Меннером — в приустьевой части р. Хейсливеем (утесы Энемтен). Охарактеризованы эти отложения в основном уже приводившейся выше флорой плиоценового и четвертичного возраста.

Мощность отложений достигает первой тысячи метров.

* *
*

Таким образом, палеоген-неогеновые толщи Тигильского поднятия, общей мощностью до 10 *км*, сложены преимущественно осадочными, частично — туфогенными и органогенными породами. Вулканические образования развиты лишь в отдельных зонах у берега Охотского моря и в области современного Срединного хребта.

Характер пород позволяет предположить следующие палеогеографические условия времени их отложения.

Накопление осадков, слагающих третичные толщи Тигильского поднятия, происходило в основном в мелководных морских бассейнах с многочисленными островами.

Палеогеновые трансгрессии захватили небольшие площади поднятия, возможно, еще в палеоцене и развивались в течение эоценового и олигоценового времени, достигнув максимума к концу олигоцена. В позднеолигоценовое время в вулканических зонах начались вулканические проявления, выраженные извержениями андезитовых и ба-

http://jurassic.ru/

зальтовых лав. Теплые условия палеоцена и эоцена к середине олигоцена сменились умеренными.

Раннемиоценовое время характеризовалось потеплением, развитием вулканизма и обмелением морских бассейнов. Относительно глубоководный режим сохранился лишь в центральной части Тигильского района.

В среднемиоценовое время пределы моря значительно расширились на юг, на территорию Большерецкой впадины. Начавшаяся в конце среднего миоцена регрессия моря сопровождалась эффузивной деятельностью и внедрением небольших интрузивов основного и щелочного состава. В это время вновь наблюдается переход к более умеренным климатическим условиям.

После алеутской складчатости развилась нижнекавранская трансгрессия. Верхнемиоценовый морской бассейн был не столь глубок, как нижне- и среднемиоценовый. Осадки его представлены грубокластическими породами с преобладанием туфов и диатомитов. Начавшаяся в плиоцене регрессия моря имела прерывистый характер, сопровождаясь небольшими местными трансгрессиями.

Отложения раннеплиоценового времени охарактеризованы морской теплолюбивой фауной. Поздний плиоцен был временем похолодания и общей регрессии моря, когда преобладали континентальные отложения с лигнитами. В плиоцене в вулканических зонах бурно проявилась вулканическая деятельность извержениями больших количеств пирокластического материала кислого состава, внедрением субвулканических интрузивов и экструзиями кислых и щелочных пород. Движения позднеплиоценовой сахалинской складчатости окончательно закрыли бассейны Западной Камчатки.

К числу важнейших проблем стратиграфии третичных отложений Тигильского поднятия, требующих решения или разработки, относятся следующие: существование самостоятельной палеоцен-датской хулгунской свиты, взаимоотношения тигильской и ковачинской серий, граница ковачинской и воямпольской серий, наличие или отсутствие надэрмановской энемтенской свиты, третично-четвертичная граница, разработка стратиграфии угленосных отложений, выделение «фациальных» фаунистических комплексов и их сопоставление друг с другом, уточнение числа и времени проявления климатических оптимумов, создание микропалеонтологической шкалы третичных отложений и др.

БОЛЬШЕРЕЦКАЯ ВПАДИНА

Большерецкая впадина занимает южную половину западного побережья Камчатки. На севере она начинается от устьев рек Каврана и Хайрюзовой и простирается к южной оконечности полуострова на расстояние до 700 *км*. Ширина впадины на широте р. Облуковины достигает 100 *км*.

В геологическом строении впадины главная роль принадлежит плиоценовым и четвертичным отложениям, из-под которых лишь в западных предгорьях Срединного хребта обнажаются миоценовые породы. Выходы последних узкой полосой протягиваются почти в меридиональном направлении вдоль Центрального Камчатского антиклинория. В северной части впадины, к северу от р. Ичи, можно наблюдать разрозненные выходы палеогена, площади которых увеличиваются при приближении к Тигильскому поднятию.

Третичные породы впадины смяты в пологие складки северо-западного и меридионального простирания, прорванные на ряде участков верхнетретичными и четвертичными эффузивными породами. Наиболь-

http://jurassic.ru/

шая мощность третичных отложений для центральной и прибрежной частей впадины условно определяется в несколько тысяч метров.

Геологическое строение площади Большерецкой впадины изучалось Д. С. Гантманом в 1934 г., А. В. Щербаковым в 1934—1935 гг., А. В. Плахутой в 1934 г., Г. М. Власовым и В. М. Цимбалом в 1940 г., Б. Ф. Дьяковым в 1946 г., А. Ф. Марченко в 1952 г., Л. П. Грязновым в 1956 и 1958 гг., В. П. Вдовенко в 1957 г., С. Е. Апрелковым в 1959 г., В. М. Чапышевым и А. Г. Тимофеевым в 1954 г., К. Г. Волковым в 1956—1957 гг. и др.

Большая часть территории впадины покрыта лишь маршрутными и мелкомасштабными съемками, и только в бассейне р. Крутогоровой

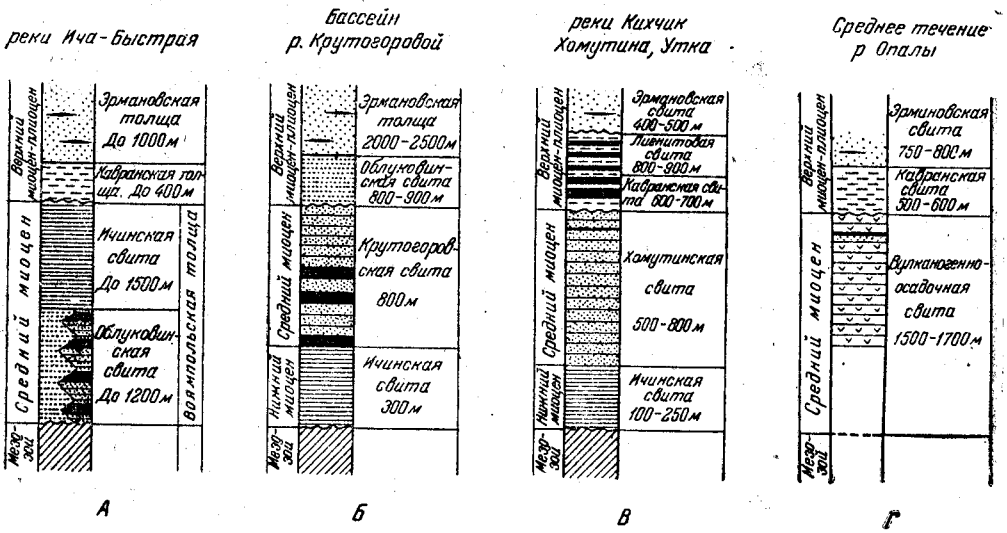


Рис. 17. Разрезы третичных отложений Большерецкой впадины.
А — по Б. Ф. Дьякову (1947 г.), *Б* — по А. Ф. Марченко (1952 г.), *В* и *Г* — по Л. П. Грязнову (1958 и 1956 гг.)

на каменноугольном месторождении проводились разведочные работы. Поисковое бурение на уголь проводилось также в бассейнах рек Начиловой, Утки, Хомутиной. В 1961 г. вдоль рек Плотниковой и Большой от пос. Апачи до берега Охотского моря проведен широтный региональный сейсмический профиль КМПВ.

Широкое развитие четвертичных отложений — основной фактор, обусловивший низкую степень геологической изученности Большерецкой впадины.

Для Центральной части впадины было предложено несколько стратиграфических схем, существенно разнящихся между собой как по взаимоотношению свит, так и по их возрасту (рис. 17). Стратиграфическая схема третичных отложений, предложенная в 1952 г. А. Ф. Марченко, явилась наиболее совершенной; она была подтверждена буровыми работами на Крутогоровском каменноугольном месторождении и геологосъемочными работами Л. П. Грязнова в 1956 и 1958 гг. Поскольку наиболее изученным участком Большерецкой впадины является район Крутогоровского каменноугольного месторождения, разрез его может быть положен в основу стратиграфии впадины.

Ниже, при характеристике стратиграфии третичных отложений, описание палеогеновых пород опущено, так как небольшие отдельные выходы их в северной части впадины имеют полную аналогию с палеогеном Тигильского поднятия. Наиболее южный известный выход палео-

http://jurassic.ru/

гена в Большерецкой впадине находится в среднем течении р. Ичи, где в ядре антиклинальной складки, крылья которой сложены миоценовыми породами, обнажаются конгломераты и песчаники. Среди обнаруженных здесь Н. Е. Калинниковой (1955 г.) остатков фауны К. П. Евсеев определил: *Acila (Truncacila) pleschakovi* L. Krisht., *Cardita xenophonti* L. Krisht., *Macrocallista snatolensis* L. Krisht. и др. По мнению К. П. Евсеева, отложения с фауной могут быть сопоставлены с верхней частью тигильской серии (эоцен — олигоцен).

Неогеновые отложения

Неогеновые отложения Большерецкой впадины, представленные морскими, континентальными и вулканогенными породами, общей мощностью до 4000—5000 *м*, разделяются снизу вверх на ичинскую и крутогоровскую свиты и кавранскую серию. Последняя в частных разрезах иногда разделяется на толщи или свиты (облуковинскую, эрмановскую).

Ичинская свита (нижний миоцен?)

Ичинскую свиту впервые в 1946 г. выделил Б. Ф. Дьяков в бассейнах рек Крутогоровой, Облуковиной и Ичи, объединив в нее «белесоватые кремнистые сланцы и песчаники». Как показали исследования А. Ф. Марченко (1952 г.) и буровые работы на Крутогоровском каменноугольном месторождении, ичинская свита залегает не выше угленосных отложений облуковинской, как предполагал Б. Ф. Дьяков, а ниже. Трансгрессивно перекрывая мезозойские породы, она является наиболее древней частью неогенового разреза этого района.

Аналогами ичинской свиты являются: белесоватая толща Д. С. Гантмана (реки Крутогорова, Платонич, Облуковина), нижний отдел киумшечекской свиты А. В. Щербакова (реки Сидма, Воровская, Коль), ичинская свита Б. Ф. Дьякова (реки Крутогорова, Облуковина, Ича), белесоватая свита Г. М. Власова и В. М. Цимбала (реки Крутогорова, Платонич, Колпакова), ичинская свита Л. П. Грязнова (реки Кихчик, Хомутина, Утка), по-видимому, часть нижне-среднемиоценовых отложений К. Г. Волкова (реки Ича и Рассошина), А. Г. Тимофеева (р. Киумшечек) и др. Южнее, в бассейнах рек Опалы и Савана, ичинской свите соответствует, по-видимому, нижняя половина вулканогенно-осадочной свиты Л. П. Грязнова (1956 г.).

Ичинская свита сложена белесоватыми, кремово-желтыми либо светло-зелеными туффитами, опоками, опализированными песчаниками. Общим признаком пород ичинской свиты является наличие в них опаловой основной массы, изотропной, бесцветной либо окрашенной окислами железа в буроватый цвет. Показатель преломления ее близок к 1,54. Обломки в составе пород свиты представлены кварцем, плагиоклазами, кислыми эффузивными породами, иногда стеклом. Среди кластического материала, составляющего часто более 50% породы, встречаются также грязно-зеленый хлорит, чешуйки слюды, диатомовые и радиолярии.

Литологический состав ичинской свиты почти одинаков во всех выходах ее вдоль восточного крыла Большерецкой впадины.

На юге, в бассейне р. Озерной, у мыса Сивучьего и далее до мыса Лопатки аналоги ичинской свиты были найдены В. М. Чапышевым и др. в 1953 г. среди отложений так называемой неогеновой толщи, представленной туфопесчаниками и туфоконгломератами с прослоями конгломератов и лав основного состава, а С. Е. Апрелковым и др.

http://jurassic.ru/

в 1960 г. — в отложениях курильской серии, сложенной андезитами, их туфами и туфобрекчиями, туффитами и туфогенными песчаниками с растительными остатками и углистыми включениями.

Эффузивно-пирокластические породы курильской толщи изучались С. Е. Апрелковым в береговых обрывах Курильского озера, в среднем течении р. Этамынк, а также на восточных склонах горы Шумной (1102 *м*) и горы Ключевской (888 *м*). Ранее туфобрекчии с прослоями мелкообломочных туфов, обнажающиеся на берегах Курильского озера, А. Г. Тимофеев (1952 г.) условно относил к верхнеолигоцен-миоценовым образованиям.

В нижней части разреза у Курильского озера обнажаются карбонатизированные и альбитизированные туфобрекчии грязно-зеленого цвета с пластами и линзами белых пепловых туфов, туфогенных песчаников и алевролитов. Алевролиты содержат обуглившиеся растительные остатки и тонкие слойки угля. В составе обломков туфобрекчий преобладают базальты, андезиты, туфы; цемент туфобрекчий представляет собой литокристалловый туф.

Более верхние слои толщи обнажаются в среднем течении р. Этамынк; они сложены зелеными цеолитизированными витрокристалловыми туфами. Самая верхняя часть толщи сложена туфогенными песчаниками с обуглившимися растительными остатками. Встречаются слои опоковидных опаловых пород, характерных для ичинской свиты. Общая мощность толщи 1000—1200 *м*. В ней в бассейне р. Этамынк С. Е. Апрелковым обнаружены лишь споры и пыльца: *Pinus* подрода *Haploxylon, Alnus,* Juglandaceae.

Несмотря на то, что ряд исследователей придерживается мнения о нижнемиоценовом возрасте ичинской свиты (А. Ф. Марченко, 1952 г., Л. П. Грязнов, 1958 г.), оно еще пока недостаточно обосновано. Из отложений ичинской свиты, а также отложений, параллелизуемых с ичинской свитой в районе рек Крутогоровой, Облуковиной, Ичи, Сопочной, В. С. Слодкевичем и Л. В. Криштофович были определены: *Acila (Truncacila) conradi* (Meek), *Yoldia striata* Dall, *Yoldia* cf. *oregona* Shum., *Modiolus inflatus* Slod., *Cardita pacifera* Yok., *Thyasira nana* Khom., *Laevicardium (Cerastoderma) shinjiense* (Yok.), *Macoma indentata* Carp. var. *flagleri* Eth., *M. inquinata* (Desh.), *M.* cf. *balthica* L., *Mactra* (*Spisula*) *polynyma* Stimp., *Mya arenaria* L., *M. arenaria* L. var. *japonica* Jay, *Turritella tigiliana* Slod., *Turritella* cf. *nipponica* Yok., *Cancellaria crawfordiana* Dall, *Natica clausa* Brod. et Sow., *Polinices* (*Neverida*) cf. *ampla* (Phill.).

Б. Ф. Дьяков определял возраст ичинской свиты как средний миоцен. По мнению Е. П. Кленова, ичинская свита должна сопоставляться с нижней половиной лухлинской подсерии воямпольской серии Тигильского поднятия (утхолокская и вивентекская свиты).

В последующие годы в аналогичных отложениях Л. П. Грязновым и О. Н. Толстихиным собраны дополнительные палеонтологические остатки *Ostrea* sp., *Pecten* sp., *Macoma* sp., *Mactra* sp. и др., существенно не уточнившие возраст ичинской свиты.

Вопрос о возрасте нижних слоев третичных отложений Большерецкой впадины, в частности, о наличии или отсутствии здесь нижнемиоценовых отложений, остается открытым. Нижние слои третичных отложений по р. Киумшечек, сложенные конгломератами, а выше опоками с прослоями туфогенных песчаников, по мнению К. П. Евсеева, изучавшего остатки фауны в коллекции А. Г. Тимофеева (1954 г.), относятся к нижнему миоцену. Здесь К. П. Евсеевым определены: *Cardita* ex gr. *kirkerensis* (Clark), *Macoma gastelloi* Evseev, *Malletia* ex gr. *inermis* (Yok.), *Nuculana* (*Sacella*) *crassatelloides* Laut., *Psep-*

http://jurassic.ru/

haea prevostiana (Crosse) var. *oregonensis* Dall и др., указывающие, по заключению К. П. Евсеева, на среднемиоценовый возраст.

Мощность ичинской свиты, по данным различных исследователей, изменяется от 100—250 до 1000 *м*.

Крутогоровская свита (средний миоцен)

Название «крутогоровская свита» введено А. Ф. Марченко в 1952 г. для среднемиоценовых угленосных отложений бассейна р. Крутогоровой. Крутогоровская свита соответствует угленосной фации облуковинской свиты Б. Ф. Дьякова (реки Крутогорова, Облуковина, Ича), угленосной свите Г. М. Власова и В. И. Цимбала (реки Крутогорова, Платонич, Колпакова), угленосной толще Д. С. Гантмана (реки Крутогорова, Платонич, Облуковина), хомутинской свите Л. П. Грязнова (реки Кихчик, Хомутина, Утка), верхним частям вулканогенно-осадочной свиты Л. П. Грязнова (реки Опала и Саван), неогеновой толще В. М. Чапышева (от мыса Сивучьего до мыса Лопатки) и курильской серии С. Е. Апрелкова (бассейн р. Озерной).

В бассейне р. Крутогоровой свита мощностью 300—350 *м* сложена лагунно-континентальными угленосными отложениями с пластовыми залежами базальтов. Угленосные отложения представляют собой частое чередование маломощных слоев песчаников, алевролитов и аргиллитов с прослоями и пластами каменного угля.

Песчаники свиты буровато-серые или белесые, часто косослоистые, с обуглившимися остатками и отпечатками растений, состоят преимущественно из обломков кварца и плагиоклаза (25—70%), эффузивных и метаморфических пород. К ним примешиваются чешуйки биотита, серицита, хлорита и изредка зерна ставролита и глауконита.

Алевролиты и аргиллиты свиты — серые, темно-бурые и черные, содержащие тонкораспыленное углистое вещество. Почти повсеместно в угленосных отложениях наблюдаются линзовидные прослои и послойно ориентированные конкреции сидерита. Они приурочены к почве или кровле глинистых прослоев, а также к контактам их с пластами и пропластками каменного угля.

Входящие в состав крутогоровской свиты пластовые залежи базальтов, излияние которых происходило одновременно с накоплением угленосных отложений, представляют собой покровы пористых лав мощностью до 25 *м* с прекрасно выраженной столбчатой отдельностью.

В породах угленосной толщи Б. Ф. Дьяков (1955) собрал остатки флоры: *Phyllites* sp., *Glyptostrobus europaeus* Heer, *Juglans nigella* Heer, *Alnus carpinoides* Lesq., *A. kefersteinii* Heer, *Corylus americana fossilis* Hewb., *Quercus chamissonii* Heer, *Celastrus borealis* Heer, *Acer grahamensis* Knowlt. et Cock., *Vitis* cf. *alaskana* Cock., *Dillenites ellipticus* var. *ulmifolius* Holl., *Viburnum asperum* Newb. Возраст этой флоры, по мнению Т. Н. Байковской, нижнемиоценовый, возможно олигоценовый[1].

Отложения, содержащие слои каменных углей, подобных крутогоровским, встречены по рекам Сидме и Киумшечеку; среди остатков флоры, собранных по р. Киумшечеку, М. О. Борсук определила: *Sequoia reichenbachii* (Geim) Heer, *Metasequoia disticha* (Heer) Miki, *Cercidiphyllum crenatum* Brown и др.

На юг от бассейна р. Крутогоровой по рекам Кихчик, Хомутиной и Утке аналог крутогоровской свиты — хомутинская свита Л. П. Гряз-

[1] Здесь, как это часто бывает, по составу флоры определяется заниженный возраст по сравнению с фактическим (средний миоцен).

http://jurassic.ru/

нова — сложена аргиллитами и алевролитами с прослоями песчаников, содержащими обломки каменного угля и фауну. Еще южнее в районе р. Опалы, Л. П. Грязнов встретил в вулканогенно-осадочной толще, возможном стратиграфическом аналоге крутогоровской толщи, слои длиннопламенных углей мощностью до 0,10 *м*. Далее на юг, вплоть до мыса Лопатки, угленосных отложений (возрастных аналогов крутогоровской свиты) не отмечается. Обнажающиеся здесь среднемиоценовые отложения представлены вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами (вулканогенно-осадочная свита, неогеновая толща и курильская серия). По данным С. Е. Апрелкова (1960 г.), верхняя половина курильской серии сложена эффузивно-пирокластическими породами — андезитами, туфами и туфобрекчиями, к которым приурочены обширные зоны гидротермально измененных пород формации вторичных кварцитов. Внешне, в зависимости от степени изменения, все породы характеризуются оттенками зеленого и голубовато-зеленого цвета, среди которых резко выделяются менее измененные белесые и бурые разности.

К северу от бассейна р. Крутогоровой угленосные среднемиоценовые отложения встречены, по-видимому, К. Г. Волковым в бассейнах рек Ичи и Рассошиной (1956, 1957 гг.) вместе с морскими миоценовыми породами.

Разрез миоценовых отложений рек Ичи и Рассошиной имеет следующий вид (снизу вверх):

1. Известковистые песчаники с прослоями светлых алевролитов с остатками *Pitaria* aff. *kovatschensis* L. Krisht. . . . . 50 *м*
2. Глинистые алевролиты с обуглившимися растительными остатками, местами с пластами каменного угля и линзами конгломерата; в некоторых слоях содержатся мергелистые конкреции с остатками раковин *Yoldia longissima* Slod., *Cardita* cf. *laxata* Yok. . . . . 300 „
3. Белесоватые аргиллиты, туфы, туффиты, песчаники и конгломераты с остатками *Yoldia impressa* Conr., *Modiolus* cf. *gradulatus* Slod., *Cardita tumiensis* (Khom.), *Liocyma fluctuosa* (Gld.) . . . . . 500—600 „

Общая мощность 850—950 *м*.

На этих отложениях с угловым несогласием залегают конгломераты верхнемиоцен-плиоценовой кавранской серии.

На площади Тигильского поднятия возрастными аналогами крутогоровской свиты являются морские отложения кулувенской и частично вивентекской свит воямпольской серии. Угленосные среднемиоценовые отложения здесь отсутствуют. Они развиваются лишь дальше к северу, в Паланском районе (бухта Подкагерная) и в бассейне р. Пустой.

Возраст отложений крутогоровской свиты определяется как по флоре, так и по фауне. Флора с р. Крутогоровой, по заключению Т. Н. Байковской, нижнемиоценовая, возможно олигоценовая. А. Д. Кочетковой по сборам Л. П. Грязнова в бассейнах рек Кихчик, Хомутиной, Утки из отложений хомутинской свиты определена следующая фауна: *Acila (Truncacila) castrensis* Hinds, *Thyasira bisecta* Conr., *Laevicardium* (*Cerastoderma*) *shinjiense* Yok., *Macoma balthica* L., *Macoma* cf. *astori* Dall, *Mactra (Pseudocardium) densata* Conr., *M.* (*Spisula*) *polynyma* Stimp., *Laternula* (*Aelga*) cf. *besshoensis* Yok., *Mya sertunaensis* Laut., *Mya* ex gr. *arenaria* L., *Panope (Panomya) simmotomensis* Otuka, *Siliqua* sp. и другие формы среднемиоценового возраста. Этот возраст наиболее вероятен для крутогоровской свиты. Из вулканогенно-осадочной свиты в бассейне р. Опалы О. Н. Толстихин собрал остатки, а М. И. Борсук определила *Salix varians* Goepp., *Salix* cf. *remotidens* Knowlt., *Corylus macquarii (Forbes)* Heer, *C.*

http://jurassic.ru/

americana Knowlt., *Betula prisca* Ett., *Vites* sp., *Tilia* sp. М. И. Борсук считает эту флору миоценовой, тяготеющей к верхам миоцена.

Мощность угленосных отложений в бассейне р. Крутогоровой, по данным А. Ф. Марченко, равна 800 *м*; южнее, по Л. П. Грязнову, аналог крутогоровской свиты (хомутинская свита) имеет мощность 500—800 *м*.

Кавранская серия (верхний миоцен — плиоцен)

Отложения кавранской серии слагают значительные площади Большерецкой впадины, особенно в ее центральных и западных частях. По сравнению с более древними отложениями, кавранская серия заметно менее интенсивно дислоцирована и перекрывает их с угловым несогласием.

В связи с мелкомасштабностью большинства геологических работ в пределах Большерецкой впадины кавранская серия на свиты обычно не разделялась. Лишь некоторые исследователи разделяют кавранскую серию, давая ее подразделениям различные наименования: собственно кавранская и эрмановская толщи или свиты (Б. Ф. Дьяков, Л. П. Грязнов), облуковинская свита и эрмановская толща (А. Ф. Марченко), кавранская, лигнитовая и эрмановская свиты (Л. П. Грязнов), ключевская свита, голыгинский горизонт и паужетская свита (С. Е. Апрелков).

Литологический состав базальных слоев, несогласно перекрывающих миоценовые отложения впадины, и многочисленная своеобразная фауна позволяют безошибочно параллелизовать между собой отложения кавранской серии не только Большерецкой впадины, но и сопредельных с ней структурно-фациальных зон полуострова.

Нижняя подсерия кавранской серии Большерецкой впадины, в отличие от разрезов Тигильского поднятия (где они представлены морскими отложениями), сложена как морскими, так и континентальными, угленосными и вулканогенными отложениями.

Угленосные породы, содержащие пласты многозольных бурых углей, отмечает Л. П. Грязнов в разрезах по рекам Кихчик, Хомутиной и Утке. По его данным, угленосная часть разреза подсерии приурочена почти к ее основанию и содержит пять пластов углей мощностью от 0,1 до 1,7 *м*. Угли залегают в 10 *м* от подошвы кавранской серии над карбонатными песчаниками с многочисленной фауной.

Фауна в отложениях нижней подсерии кавранской серии характеризуется такими часто встречающимися в ее отложениях формами, как *Yoldia vasiljevskii* Slod., *Thyasira* cf. *disjuncta* Stew. var. *ochotica* L. Krisht., *Laevicardium (Cerastoderma)* cf. *shinjiense* (Yok.), *Serripes gronlandicus* (Brug.), *Serripes*(?) cf. *kamtschaticus* Ilyina, *Macoma nasuta* Conr., *M. optiva* Yok., *M. truncatoides* Khom., *M. echabiensis* Slod., *Macoma* cf. *calcarea* (Gmel.), *Mactra (Spisula) polynyma* Stimp., *M.* (*Spisula*) *precursor* Dall, *Mya arenaria* L., *M. truncata* L., *Matica janthostoma* Desh. (определения А. Д. Кочетковой и Л. В. Проживиной).

По направлению к Срединному хребту осадочные отложения кавранской серии замещаются вулканогенными породами. По наблюдениям Ю. В. Жегалова и В. М. Никольского (1955, 1956 гг.), здесь туфогенные песчаники с морской фауной переслаиваются с пепловыми туфами и туффитами, содержащими остатки наземной флоры, и с грубообломочными туфами и лавобрекчиями кислого состава. Очень характерно содержание в верхней части толщи большого количества галек белой тонковолокнистой пемзы. Из остатков фауны Л. В. Проживиной определены: *Cardita crebricostata* Krause, *Macoma nasuta*

http://jurassic.ru/

Conr., *Mactra (Spisula) polynyma* Stimp., *M. (Spisula) ochotica* Ilyina и др.

В Срединном хребте морские отложения, по наблюдениям Ю. В. Жегалова и Ю. В. Макарова в 1954 г., совсем исчезают, сменяясь континентальными, преимущественно вулканогенными толщами. На юг к р. Озерной и мысу Лопатке, кавранская серия также переходит в вулканогенно-осадочную толщу.

По С. Е. Апрелкову, вулканогенные аналоги нижней части кавранской серии в бассейне по р. Озерной сложены базальтами, андезитами, их туфами и туфобрекчиями (ключевская свита).

Разрез ключевской свиты, по материалам С. Е. Апрелкова, довольно выдержанный на значительной площади. В основании толщи равномерно чередуются мощные пласты базальтовых туфобрекчий и более мелкообломочных туфов с менее мощными потоками базальтов. Выше наблюдается преобладание туфов и туфобрекчий. Такие изменения строения толщи идут параллельно с изменением состава лав от оливиновых базальтов в основании толщи до двупироксеновых гиперстеновых андезитов в ее верхах. Мощность ключевской свиты до 750 *м*.

Породы ключевской свиты не несут признаков подводных излияний. Туфы, лавобрекчии часто имеют ярко-красную окраску. Накопление вулканических продуктов толщи связано частично с трещинными излияниями, частично с извержениями центрального типа: местонахождение неогеновых вулканов предполагается С. Е. Апрелковым на месте современных Явинского хребта и Камбального вулкана.

Верхняя подсерия кавранской серии почти повсеместно характеризуется лагунными и континентальными отложениями со слабо сцементированными конгломератами, пемзовыми песками и песчаниками; в песчаниках содержатся сферосидеритовые конкреции и линзы лигнитов.

Фауна верхней подсерии кавранской серии немногочисленна, известны обломки раковин *Laternula* sp., *Arca* sp. и др. Остатки флоры здесь более обильны и имеют лучшую сохранность. Списки флоры, определенной А. И. Пояркової, приводятся в работе Б. Ф. Дьякова (1955). По сборам А. В. Щербакова с р. Коль были определены: *Equisetum heleocharis* Ehr., *Equisetum* cf. *palustrae* L., *Osmunda* sp., *Phragmites* cf. *communis* Trin., *Salix inquerenda* Knowlt,. *S. minima* A. Pojark., *S. kamtschatica* A. Pojark., *S. glauca* L., *Alnus* sp., *Ilex integerrimum* A. Pojark., *Acer* cf. *osmontii* Knowlt., *Vaccinum* sp., *Digraphis arundinaceae* (L.) Trin.; с р. Воровской *Salix integrifolia* A. Pojark., *S. pedicellaris* Parsh., *S. serratifolia* A. Pojark., *Alnus cuneata* A. Pojark. Всю эту флору А. И. Пояркова относит к верхнему плиоцену — плейстоцену.

В более южных районах Западной Камчатки осадочные породы верхней части кавранской серии, как и более древних неогеновых толщ, замещаются вулканогенными образованиями — дацитами, липаритами, их туфами, игнимбритами, выделенными в бассейне р. Озерной в паужетскую свиту с голыгинским горизонтом игнимбритов.

По С. Е. Апрелкову, голыгинский горизонт игнимбритов, лежащий в основании паужетской свиты, сплошным плащом почти горизонтально перекрывает на правобережье р. Озерной породы курильской серии и ключевской свиты. Игнимбриты встречены при проведении геотермических работ в долине р. Паужетки.

В нижней части горизонта общей мощностью до 300 *м* структура пород монолитная витрофировая с характерными «фьямме». По направлению вверх наблюдается постепенный переход к типичным пепловым туфам, что, по мнению С. Е. Апрелкова, доказывает происхож-

http://jurassic.ru/

дение игнимбритов голыгинского горизонта в результате спекания туфов. Химический состав игнимбритов приводится в табл. 4.

Таблица 4

Химический состав игнимбритов бассейна р. Озерной

Компоненты	Содержание, %	
	1	2
SiO_2	70,74	65,25
TiO_2	0,37	0,56
Al_2O_3	12,39	14,91
Fe_2O_3	1,84	1,81
FeO	1,65	2,92
MnO	0,03	0,07
MgO	1,24	1,42
CaO	3,94	4,15
Na_2O	3,01	3,39
K_2O	1,85	1,93
H_2O	0,32	—
SO_3	0,11	—
P_2O_5	0,98	
Сумма . . .	99,18	96,35

1 — р. Первая речка; 2 — керн скв. Р-1 (интервал 301,5—399,5 *м*).

На игнимбритах голыгинского горизонта лежат вулканические породы паужетской свиты.

Нижняя часть свиты сложена плохо слоистыми грубообломочными туфами и туфобрекчиями с обломками андезитов и базальтов, сцементированными вулканическими пеплами кислого состава. Выше лежат тонкослоистые пепловые и пемзовые липарито-дацитовые туфы с прослоями туфов более основного состава. В туфах наблюдаются своеобразные «туфовые жилы» небольшой мощности с параллельными зальбандами, сложенными породами того же состава. По С. Е. Апрелкову, образование таких жил связано с выполнением тектонических трещин пирокластическим материалом при отложении последнего в озерном бассейне.

В верхней части паужетской свиты наблюдаются валунные конгломераты, лежащие на размытой поверхности пепловых туфов (левый берег р. Паужетки и среднее течение р. Этамынк). Валуны сложены базальтами и другими эффузивными породами, цемент песчано-галечниковый, лимонитизированный. Мощность паужетской свиты 450—550 *м*.

Из органических остатков в породах паужетской свиты обнаружены лишь споры и пыльца. По заключению Е. Д. Заклинской, для всех комплексов спор и пыльцы характерно одновременно присутствие третичных и четвертичных форм. Так, среди комплекса пыльцы травяных растений (*Rumex* cf. *artemisia,* Saxifraqaceae, Umbelliferae

http://jurassic.ru/

и др.) встречается пыльца *Juglans,* Myricaceae (aff. *Myrica*), *Rhus, Carpinus.*

В спектрах из нижних горизонтов постоянно присутствует пыльца чуждых современной флоре Камчатки растений: *Carpinus, Myrica, Rhus, Pinus koreanensis, Pinus* sect. *Strobus, Alnus neutaporina, Alnus tetraporina.* Наиболее вероятный возраст паужетской свиты по спорово-пыльцевым комплексам определяется как верхний плиоцен — плейстоцен.

Отсутствие четкой границы между неогеновыми и четвертичными отложениями в разрезе паужетской свиты р. Озерной объясняется, по мнению А. Е. Святловского, В. В. Аверьева, С. Е. Апрелкова и др., устойчивым погружением грабеновидной депрессии р. Озерной как в неогеновое, так и в четвертичное время.

В связи с фациальной изменчивостью и плохой обнаженностью кавранской серии определение ее общей нормальной мощности затруднительно. Отдельные исследователи при характеристике мощности серии приводят цифры, превышающие 3500 *м.*

Таким образом, наиболее характерной особенностью Большерецкой впадины, по имеющимся материалам, является отсутствие в ее пределах, за исключением самой северной части, палеогеновых отложений. Нет здесь, по-видимому, и нижнемиоценовых толщ, которые на площади Тигильского поднятия в фациальном отношении оказываются более близкими к палеогену, нежели к вышележащим неогеновым породам.

Разрез Большерецкой впадины представлен средне-верхнемиоценовыми и плиоценовыми отложениями, в значительной степени угленосными. В восточном направлении (к Срединному хребту) и на юг (к Большой Курильской гряде) неогеновые осадочные породы замещаются вулканогенными.

ПАЛАНСКАЯ ВПАДИНА

Паланская впадина занимает значительную часть площади бассейнов рек Тигиль, Воямполки, Кахтаны, Паланы и Лесной. С северо-запада она ограничена Тигильским и Лесновским поднятиями, на юго-востоке Камчатско-Корякским антиклинорием. Впадина вытянута в северо-восточном направлении, имеет протяжение 350—360 *км* и ширину до 60 *км.* Почти повсеместно в ее пределах на поверхность выходят отложения кавранской верхнемиоцен-плиоценовой серии, часто прикрытые четвертичными эффузивами. В северной части, у поперечного (по отношению к простиранию впадины) поднятия, развиты неогеновые эффузивы. Здесь находится «перешеек», которым Паланская впадина соединяется с находящейся на направлении ее простирания Парапольской впадиной.

Изучены отложения впадины плохо. Первые исследования М. Ф. Двали в 1932 г., Н. В. Туганова в 1932, 1933 гг., Б. В. Хватова в 1933, 1934 гг., Н. М. Маркина в 1930, 1936 гг. касались преимущественно прибрежной полосы, где обнажаются бортовые части впадины с выходами относительно древних пород, и послужили основой для стратиграфического разделения отложений побережья Пенжинской губы, располагающегося за пределами Паланской впадины. Последующие работы А. Г. Погожева в 1951 г., И. С. Федотова в 1954 г., Ю. Г. Егорова и И. Ф. Морозова в 1955 г., А. Д. Кочетковой в 1954 г., Н. К. Архангельского в 1957 г., Н. Е. Калинниковой в 1958, 1959 гг., В. П. Вдовенко, Г. Л. Адамчук и В. М. Гладиковой в 1960 г. значительно дополнили сведения о геологическом строении лучше обнажен-

http://jurassic.ru/

ных окраинных частей впадины. Внутренние закрытые и полузакрытые районы впадины остаются малоисследованными.

Для бассейнов рек Паланы и Лесной М. Ф. Двали (1957а) предложил следующий стратиграфический разрез третичных отложений:

1. Тигильская толща (верхний мел? — палеоген), обнажающаяся в прибрежной полосе в ядре антиклинория, у устьев рек Паланы, Лесной, Тэви и др. — конгломераты, песчаники с угольными пластами, мергелистыми конкрециями, фауной *Ostrea* sp. (cf. *O. kovatschensis* Slod.), *Cardium snatolensis* L. Krisht., *Nemocardium* cf. *kovatschensis* L. Krisht., *Macrocallista chemetschensis* L. Krisht., *Pitaria chemetschensis* L. Krisht., *Solen* ex gr. *snatolensis* Slod., *Mactra (Spisula)* sp., *Polinices* sp., флорой *Acer arcticum* Heer, *Cephalotaxus olriki* Pax., *Juglans rugosa* Lesq. и др. мощностью около 1000 *м*.

2. Свита Кинкильского мыса (верхний олигоцен — миоцен) — пироксеновые и роговообманковые андезиты, туфы, туфогенные песчаники с отпечатками листьев *Populus xantholitheusis* Knowlt., *Juglans acuminata* A. Br., *Corylus macquarii* Heer, *Quercus* sp., *Viburnum* cf. *nordenskioldii* Heer. и др. В основании свиты у устья р. Тэви, по рекам Оветкотона и Пятибратской лежит горизонт мощностью от 250 до 500 *м* и более, сложенный биотитовыми андезитами, липаритами, трахитами и их туфами. Мощность 2500 *м*.

3. Озерновская толща (плиоцен), залегающая несогласно на кинкильских эффузивах и более древних породах, — туфогенные песчаники с линзами конгломератов, прослоями лигнитов и фауной: *Acila divaricata* (Hinds), *Nuculana* sp., *Yoldia convexa* Slod., *Y.* cf. *scissurata* Dall, *Ostrea* sp., *Cardita pacifera* Yok., *C. kinkilana* Slod., *Taras* sp., *Cardium* sp., *Laevicardium (Cerastoderma) meeckianum* (Gabb), *L. (Cerastoderma) shinjense* Yok., *Liocyma* sp., *Mactra (Spisula) hemphilli* Dall, *Thracia* cf. *pubescens* Yok., *Mya arenaria* L. var. *japonica* Jay, *M. truncata* L., *Crenella* sp., *Turritella* sp., *Cancellaria* sp. и др. Мощность до 1200 *м*.

Для отнесения нижней границы тигильской толщи Паланского района к палеоцену и даже к верхнему мелу, как это делает М. Ф. Двали, нет оснований. Палеоценовые и, тем более, верхнемеловые и флористические и фаунистические комплексы здесь остаются неизвестными. По остаткам фауны и флоры можно уверенно говорить лишь о наличии в основании известного палеогенового разреза Паланского района эоценовых и нижнеолигоценовых отложений.

По данным Н. К. Архангельского (1961), нижняя часть тигильской серии распространена в районе р. Анадырки, где она трансгрессивно залегает на верхнемеловых породах. Эта часть серии сложена базальными конгломератами мощностью в 70 *м*, выше которых лежат песчано-глинистые угленосные отложения мощностью 300 *м*, содержащие нижнеэоценовую флору.

Средняя часть тигильской серии в районе р. Паланы мощностью 400 *м* сложена песчаниками с верхнеэоценовой фауной, характерной для зоны Genota snatolensis Тигильского района.

Верхняя часть серии сложена переслаивающимися аргиллитами и туфогенными песчаниками мощностью 500 *м*; в породах содержится нижнеолигоценовая фауна, характерная для верхов тигильской серии (зона Cardium snatolensis).

Отсутствие в бассейнах рек Паланы и Лесной ковачинской и воямпольской серий М. Ф. Двали объясняет замещением их здесь вулканическими породами свиты Кинкильского мыса. Это объяснение, однако, плохо согласуется с данными Н. М. Маркина (1957б), который на соседнем участке побережья Пенжинской губы, к северу от бухты

http://jurassic.ru/

Подкагерной, наряду с мощной вулканогенной толщей (свита мыса Дальнего) — аналогом кинкильских эффузивов М. Ф. Двали — выделил верхнеолигоценовую ликланскую свиту с характерными для ковачинской серии преимущественно глинистым составом и фауной. Южнее р. Оммаи Н. М. Маркин наблюдал залегание на отложениях ликланской свиты мощного покрова андезитовых и липаритовых лав, несогласно срезающего слои нижележащих пород.

Правильность сделанного Н. М. Маркиным сопоставления ликланской свиты с ковачинской серией Тигильского поднятия подтвердили стратиграфические исследования А. Д. Кочетковой и др. на побережье Пенжинской губы: выходы пород ковачинской серии с верхнеолигоценовой фауной были обнаружены в ряде пунктов вместе с перекрывающими их миоценовыми эффузивами.

По данным Ю. А. Новоселова (1960), отложения ковачинской серии и несогласно перекрывающие их миоценовые эффузивы широко распространены на противоположном, восточном, берегу камчатского перешейка. Они будут описаны в числе других толщ Центральной Камчатки.

Палеонтологически охарактеризованные средне- и верхнеолигоценовые осадочные породы—аналоги ковачинской толщи—описаны В. М. Гладиковой в 1960 г. в обрывах берега Охотского моря к северу от устья р. Пятибратской, а также по р. Акылливаям.

Разрез средне- и верхнеолигоценовых пород имеет здесь следующий вид:

1. Темные алевролиты, слаботуфогенные с мергелистыми конкрециями и остатками сравнительно глубоководной фауны: *Yoldia takaradaiensis* L. Krisht., *Cardita kovatschensis* Slod., *Thyasira* ex gr. *dvalii* L. Krisht., *T. pervulgata* L. Krisht., *Nemocardium karaftoense* L. Krisht., *Macrocallista matsuraensis* Nagao, *Macrocallista* cf. *snatolensis* L. Krisht., *Tellina evgenia* Dall, *Mactra* cf. *xenophonti* L. Krisht., *Lingula hians* Sw. и др. . . . . 45 *м*
2. Ритмичное переслаивание средне- и мелкозернистых песчаников, содержащих кремнисто-мергелистые конкреции с солоноватоводной фауной: *Acila* (*Acila*) aff. *kovatschensis* L. Krisht., *Yoldia olympiana* Clark, *Y. takaradaensis* L. Krisht., *Corbicula* cf. *fonsata* (Slod.), *Nemocardium karaftoense* L. Krisht., *Macrocallista* sp. (cf. *M. cathcartensis* (Weaver), *Polinices* sp. (cf. *P. napaniensis* L. Krisht.), *Xantolites* aff. *michailovi Pirozhnicov*) и др. . 90 „
3. Песчаники косослоистые (прибрежная зона) . . . . . 15 „
4. Песчаники мелко- и среднезернистые с прослоями алевролитов и кремнисто-мергелистыми конкрециями, содержащими фауну: *Acila* (*Truncacila*) sp., *Yoldia angusta* L. Krisht., *Y. kovatschensis* Slod. var. *gretschischkini* L. Krisht., *Ostrea* aff. *gakchiana* L. Krisht., *Cardita* sp., *Tellina* sp., *Mya* cf *grewingski* Mak., *Polinices (Polinices) victoriana* Clark et Arnold. и др. . . . . 130 „

Общая мощность 280 *м*.

Выше по разрезу комплекс фауны постепенно меняется, приобретая миоценовый облик.

На левобережье р. Анадырки, по наблюдениям В. П. Вдовенко в 1960 г., обнажается толща однородных темных скорлуповатых аргиллитов с мергелистыми конкрециями, похожих на породы ковачинской серии.

Распространение олигоценовых осадочных отложений ковачинской серии в бассейнах рек Паланы и Лесной, а также в соседних районах говорит о более узком возрастном интервале кинкильских эффузивов, нежели это предполагалось М. Ф. Двали (верхний олигоцен—миоцен).

Вторым существенным дополнением третичного разреза, даваемого М. Ф. Двали, еще более сужающим возможный возрастной интервал кинкильской вулканогенной толщи, является развитие в районе

http://jurassic.ru/

осадочно-туфогенных морских и угленосных отложений воямпольской серии.

По исследованиям В. П. Вдовенко (1961 г.), осадочные отложения воямпольской серии обнажаются по р. Кинкиль, в верхнем течении р. Левой Лесной, в бассейне р. Тэви (на небольшом участке), а также по р. Палане в верхнем и нижнем течении. Серия представляет собой монотонное переслаивание светлых, еще более выбеливающихся на поверхности туфогенных песчаников, пепловых туфов и туфодиатомитов, опоковидных пород с конкрециями из известковистого песчаника и мергеля. На левом берегу р. Напаны в воямпольской серии наблюдался слой (линза?) битуминозного известняка. В верховьях р. Паланы в отложениях воямпольской серии Н. Е. Калинникова (1959 г.) обнаружила остатки фауны: *Nuculana* cf. *tumiensis* Laut., *Yoldia longissima* Slod., *Yoldia* cf. *nairoensis* Evseev, *Mya grewingki* Mak. Мощность серии до 2000 *м*. У устья р. Эроваям (левый приток р. Кинкиль) осадочные отложения с среднемиоценовой фауной подстилаются конгломератами, которые залегают непосредственно на эффузивах кинкильской свиты.

Г. И. Агальцов в 1958 г. отмечает распространение пород воямпольской серии на побережье бухты Подкагерной и в междуречье Тэви и Хайнкангай. В основании толщи общей мощностью около 600 *м* лежат базальные конгломераты с галькой подстилающих кинкильских эффузивов; на кинкильских эффузивах сохранились остатки коры выветривания, указывающие на значительный перерыв перед отложением осадков воямпольской серии. В конгломератах содержатся обугленные растительные остатки и морская фауна: *Nuculana* sp. (cf. *N. gackhensis* L. Krisht.), *Ostrea gackhiana* L. Krisht., *Modiolus* cf. *solea* Slod., *Cardita* cf. *kinkilana* Slod., *Thyasira kamtschatica* L. Krisht., *Crassatellites* aff. *amaniensis* L. Krisht., *Corbicula* sp., *Macrocallista* sp., *Laternula* cf. *alternata* L. Krisht. и др. Выше по разрезу преобладают песчаники с галькой; еще выше появляются слои алевролитов с мергелистыми конкрециями. В верхней части разреза лежат пески с углями и растительными остатками *Platanus aceroides latifolia* Holl. и *Populus* ex gr. *balsamoides* Goepp.

По р. Акылливаям В. М. Гладикова описала толщу с переслаиванием песчаников и алевролитов мощностью около 100 *м*, содержащую типичную для нижнего миоцена иольдиевую фауну: *Acila (Acila) praevigilia* L. Krisht., *Yoldia* ex gr. *takinoensis* L. Krisht., *Y. cerussata* Slod., *Yoldia* sp., (cf. *Yoldia* ex gr. *scapha* Yok.), *Malletia* cf. *inermis* Yok., *Mytilus miocenicum* L. Krisht., *Cardita* cf. *tokunagai* Yok., *Papyridea matschigarica* Khom., *Tellina* sp., *Macoma* sp. и др.

По Н. К. Архангельскому (1961), воямпольская серия в Паланском районе представляет собой 600-метровую толщу мелкозернистых песчаников и аргиллитов, содержащих мергелистые конкреции с обильными остатками фауны. В основании серии, как и в Тигильском районе, выделяется иольдиевая зона с крупными ланцетовидными иольдиями и лингулами, характерными для начала нижнемиоценового времени. Это, а также нахождение в туфогенных слоях кинкильской свиты олигоценовой флоры (Двали, 1957а) дало основание Н. К. Архангельскому считать возраст кинкильских эффузивов олигоцен-миоценовым. Кинкильская флора присутствует и в нижнемиоценовых отложениях.

Более вероятно, чти излияния кинкильских эффузивов занимали часть воямпольского времени, будучи приурочены в основном к раннему миоцену. В отдельных наиболее глубоких прогибах в это время могло продолжаться накопление туфогенных осадков.

http://jurassic.ru/

Некоторые исследователи, например Н. Е. Калинникова, возраст кинкильских эффузивов считают среднемиоценовым по предполагаемому ими залеганию под этими эффузивами осадочных отложений с нижнемиоценовой фауной. Но последние нигде не наблюдались в одних разрезах с кинкильскими эффузивами, что свидетельствует о вероятности одновременного развития в раннем миоцене вулканогенных и туфогенно-осадочных фаций, подобно тому, как это имело место в Тигильском районе.

Уточняется в результате новейших исследований и картина взаимоотношения лав различного состава в кинкильской свите, предполагавшаяся М. Ф. Двали в виде смены более ранних кислых лав излияниями основных лав.

По наблюдениям В. П. Вдовенко, в бассейне р. Лесной эффузивы основного и среднего состава вверх по разрезу кинкильской свиты сменяются кислыми лавами с большим количеством туфов.

Г. И. Агальцов приводит следующую общую последовательность залегания лав различного состава, наблюдавшуюся южнее р. Шаманки:

1. Пироксеновые и пироксено-плагиоклазовые базальты с большим количеством миндалин халцедона и кварца, переслаивающиеся с туфобрекчиями; толща обнажается лучше всего на морском берегу у мыса Тэви 700—800 *м*

2. Пепловые и лапиллиевые пемзовые толщи, бентонитовые глины, в толще которых содержатся экструзивные купола кислых андезитов, дацитов, липаритов, трахитов; толща хорошо обнажена у устья р. Пылговаям. В туфах флора, определенная А. Ф. Ефимовой: *Pinus* sp., *Populus* cf. *grandulifera* Heer, *Juglans* sp., *Cercidiphyllum crenatum* (Ung.) Brown, *Quercus* cf. *gronlandica* Heer, *Magnolia*(?) aff. *inglefieldi* Heer, *Magnolia* sp. indet., *Platanus*(?) sp. indet. . . . . 500—800 „

3. Плагиоклазовые базальты и андезиты, их туфобрекчии . . . . 800 „

Местами, по наблюдениям Г. И. Агальцова, эффузивно-пирокластические породы кинкильской свиты сменяются туфогенно-осадочными, угленосными с пластами бурых углей и мощными (до 6—7 *м*) слоями бентонитовых глин (междуречье Пылговаям и Томшанваям, устье р. Окыньчоваям и др.).

Мощность кинкильской свиты в синклинальных впадинах достигает 2800 *м*. По направлению к ограничивающим впадины геоантиклинальным структурам Г. И. Агальцов наблюдал уменьшение мощности свиты за счет последовательного выпадения нижних горизонтов. Таким образом, отмечается как бы трансгрессивное налегание свиты кинкильских эффузивов на подстилающие породы.

Кроме кинкильских эффузивов, в восточной части района, приближенной к водоразделу Срединного хребта, широко распространен более молодой эффузивный комплекс, фациально замещающий осадочные отложения кавранской серии. Взаимопереходы морских и континентальных осадочных пород кавранской серии в вулканические образования исследованы и описаны Г. А. Адамчук в 1959 г. в бассейне р. Чабы и В. П. Вдовенко в 1960 г. по р. Кинкиль.

Отложения кавранской серии в Паланской впадине лежат несогласно на породах кинкильской свиты и более древних. В среднем течении р. Энингваям на туфах кинкильской свиты залегают базальные конгломераты кавранской серии, выше по разрезу сменяющиеся переслаиванием песчаников, алевролитов, аргиллитов. Породы содержат фауну: *Nuculana slodkewitschi* Kogan, *Phacoides (Lucinoma) acutilineatus* (Conr.), *Macoma* cf. *optiva* Yok., *Macoma* cf. *calcarea* Gmel. и др. Общая мощность кавранской серии по Г. И. Агальцову составляет здесь 450—500 *м*.

В верховьях р. Кинкиль в основании кавранской серии, по В. П. Вдовенко, залегают валунные и крупногалечниковые конгломе-

http://jurassic.ru/

раты и грубозернистые песчаники, вверху сменяющиеся песчаниками, гравелитами, туфодиатомитами. Самая верхняя часть серии хорошо обнажается в верховьях р. Паланы, где лежат рыхлые сильнотуфогенные песчано-галечниковые породы, содержащие несколько пластов и линз лигнита.

Н. К. Архангельский в основании кавранской серии Паланского района описывает гравелиты, выше сменяющиеся разнозернистыми песчаниками с конкрециями и слоями опоковидных пород; общая мощность этих отложений, содержащих верхнемиоцен-плиоценовую фауну, составляет 300—350 *м*.

В верховьях рек Кинкиль и Паланы наблюдается постепенное замещение туфогенных песчаников кавранской серии туфами и андезитовыми лавами. В истоках р. Паланы кавранская серия представлена толщей мощностью до 700 *м*, сложенной андезитами, андезитовыми туфобрекчиями, светлыми пепловыми туфами.

Верхнемиоцен-плиоценовые эффузивы и туфы распространены на водоразделе и восточном склоне Срединного хребта, где они описывались в 1959 г. Ю. А. Новоселовым, Л. И. Тихомировым и др. Взаимопереход вулканических пород в фаунистически охарактеризованные верхнемиоценово-плиоценовые осадочно-туфогенные отложения наблюдался Ю. А. Новоселовым на восточном склоне Срединного хребта в верховьях р. Белой.

Переход морских осадочных отложений с верхнемиоцен-плиоценовой фауной в вулканогенные породы, связанные преимущественно с субаэральным вулканизмом, наблюдался также Ю. В. Жегаловым, В. М. Никольским и Ю. В. Макаровым в южной части Паланской впадины в верховьях р. Левый Тигиль. Здесь по направлению к вулканической зоне Срединного хребта морские отложения кавранской серии сменяются сильнотуфогенными лигнитами, а затем андезитовыми, андезито-дацитовыми и липаритовыми лавами и их туфами. Вулканические породы слагают обширные эрозионные кальдеры — остатки двух плиоценовых вулканов (Большой и Малый Чекчебонай).

В северо-восточном направлении отложения кавранской серии, как отмечают А. Г. Погожев, Ю. Г. Егоров, И. Ф. Мороз и др., становятся более мелководными; за северной границей Паланской впадины, в бассейне р. Пустой, в них развиваются угленосные отложения.

В сложении бортовых частей Паланской впадины, таким образом, участвуют все комплексы пород, известные на соседнем Тигильском поднятии: тигильская, ковачинская(?), воямпольская и кавранская серии. На севере морские отложения воямпольской серии, главным образом ее нижней части, замещаются вулканическими породами. Первые вспышки вулканизма могли начаться еще в ковачинское время. Одновременно с развитием вулканических пород происходит смена морских отложений континентальными, в воямпольской толще появляются угленосные слои. В восточной и южной частях Паланской впадины, у Центрально-Камчатской вулканической зоны, вулканическими породами замещаются и отложения кавранской серии. На юге впадины и к северу от нее, в бассейне р. Пустой, в кавранское время развивались угленосные отложения.

Состав пород, слагающих глубинные части Паланской впадины, остается совершенно невыясненным. По геофизическим данным, мощность третичных осадочных пород, выполняющих впадину, может достигать 2000—3000 *м*.

http://jurassic.ru/

ВОСТОЧНОЕ ПОБЕРЕЖЬЕ ПЕНЖИНСКОЙ ГУБЫ

Палеоген

Палеогеновые отложения восточного побережья Пенжинской губы были впервые установлены Б. В. Хватовым в районе мыса Большого. В 1931 г. Н. М. Маркин выяснил, что на побережье Пенжинской губы присутствуют аналоги тигильской и ковачинской толщ Тигильского поднятия. Это подтвердилось при последующих исследованиях А. Г. Погожева (в 1951, 1953, 1954 гг.), А. П. Шпетного (в 1954 г.), Ю. Г. Егорова и И. Ф. Мороза (в 1955 г.), А. Д. Кочетковой (1958а, 1958б), которыми были детализированы разрезы, уточнен возраст и выяснено пространственное распространение различных толщ.

Тигильская серия (эоцен—нижний олигоцен)

Наибольшая площадь развития отложений тигильской серии находится севернее бухты Тануингинан, где они прослеживаются почти непрерывной полосой северо-восточного направления до мыса Большого, вскрываясь в обрывах морского берега, а также в долинах рек и ручьев, впадающих в Пенжинскую губу (Ливриваям, Пылилваям, Каягытькаваям, Эвраваям, Камчикуваям, Оранваям). В пределах этой площади тигильская серия представлена эоценовыми породами. На п-ове Маметчинском развиты породы верхнего эоцена, а юго-восточнее мыса Водопадного — нижнеолигоценовые, т. е. относящиеся к самой верхней части тигильской серии. Породы тигильской серии смяты в складки северо-восточного направления с углами наклона пластов 15—40°. В пределах наиболее широкого развития они образуют по А. Г. Погожеву, Чемурнаутскую и Беломысскую антиклинали и разделяющую их Срединную синклиналь.

Наиболее древние слои тигильской серии вскрываются на побережье близ мысов Гувыпаран и Геткилнин, а также по р. Ливриваям, в среднем течении р. Эвраваям и по притокам р. Ткаправаям (ручьи Айнатвинваям, Лвинвиваям). Структурно выходы этих пород приурочены к ядрам Беломысской и Чемурнаутской антиклиналей. Они представлены темными аргиллитами, тонкослоистыми алевролитами, глинистыми и полимиктовыми песчаниками с очень редкими прослоями мелкогалечных конгломератов.

Местами породы переполнены остатками *Acila (Truncacila)* aff. *decisa* (Conr.), *Nuculana (Sacella) gabbi* (Gabb), *Nuculana* aff. *elongatoides* Aldrisch, *Tellina costacana* And. et Hanna, *Polinices* ex gr. *nuciformis* (Gabb), *Molopophorus* aff. *aequicostatus* Vokes, *M. californica* Clark, *Turris* aff. *monolifera* (Cooper), *Turritella uvasana* Conr. var. *hendoni* Mer., *Exilia ucala* Vokes, *Scaphander costata* (Gabb). Здесь же встречаются остатки одиночных кораллов, принадлежащих роду *Eupsamia* и *Flabellum,* клешни крабов, чешуя и зубы рыб. Возраст этих слоев нижний (?) — средний эоцен. Мощность 800—1000 *м*.

Породы, соответствующие по возрасту верхнему эоцену, развиты на Маметчинском полуострове, где трансгрессивно и с угловым несогласием лежат на породах верхнеюрского — нижнемелового возраста (Пергамент, 1961). Известны они также в районе бухты Чемурнаут, юго-западнее мыса Кинги и бухты Тануингинан, а также в бассейнах рек Эвраваям, Ткаправаям. Нижние слои верхнеэоценовых отложений представлены глинистыми полимиктовыми, иногда известковистыми песчаниками, переслаивающимися с аргиллитами, алевролитами, углистыми и углисто-глинистыми сланцами, с пластами угля мощностью от 0,3 до 0,1 *м*.

http://Jurassic.ru/

В породах содержатся остатки фауны: *Modiolus kovatschensis* L. Krisht., *Mytilus yokoyamai* Slod., *Corbicula kamtschatica* L. Krisht., *Cyrena dvalii* L. Krisht., *Ostrea rekinikensis* Slod. et Ilyina, *Ostrea* ex gr. *idriaensis* Gabb, *Ostrea* aff. *mikulitschi* L. Krisht., *Barbatia* (*Obliquarca*) *landesi* (Weav. et Palm.), *Siphonalia bicarinata* var. *monospina* Hend., *Calyptraea diegoana* (Conr.), *Loxotrema turritum* Gabb.

Стратиграфически выше серия слагается песчаниками полимиктовыми, глинистыми и известковистыми грубокосослоистыми с линзами гравелита. Песчаники чередуются с алевролитами, гравелитами и конгломератами; последние преобладают в самой верхней части разреза. Породы переполнены остатками флоры и фауны, встречающимися часто совместно в одних и тех же слоях.

Среди фаунистических остатков присутствуют: *Mytilus* ex gr. *yokoyamai* Slod., *Venericardia planicosta* Lam., *Cyrena dvalii* L. Krisht., *Corbicula kamtschatica* L. Krisht., *Unio* cf. *clinopisthus* White, *Placunanomia* aff. *inornata* Gabb, *Macrocallista (Costacallista)* ex gr. *domenginica* var. *capayana* (Vokes), *M. (Costacallista)* ex gr. *conradiana* (Gabb), *Tivela snatolana* Slod., *Melanella kavranica* Ilyina, *Loxotrema turritum* Gabb, *Melania* ex gr. *snatolensis* L. Krisht., *Calyptraea diegoana* (Conr.); *Nerita triangulata* Gabb, *Viviparus trochiformis* Meek et Hayden, датирующие верхнеэоценовый возраст отложений.

Из остатков флоры определены: *Metasequoia disticha* (Heer) Miki, *Myrica grandis* A. Pojark., *M. banksiaefolia curta* Holl., *M. stricta* Heer, *Hicoria magnifica* Knowlt., *H. antiquora* (Newb) Knowlt., *Betula brongniartii* Ett., *Corylus* cf. *americana* Walt., *Carpinus grandis* Ung., *Trochodendroides richardsoni* Heer, *T. arcticus* (Heer) Berry, *T. emarginata* Bors., *Magnolia inglefieldi* Heer, *Acer* cf. *arcticum* Heer.

Мощность верхнеэоценовых отложений на п-ове Маметчинском 1400 *м*, в районе бухты Чемурнаут 1500 *м*, а южнее — до 4000 *м*.

Палеогеновая флора изучалась и из других мест побережья Пенжинской губы[1].

По р. Таловке палеогеновые континентальные отложения охарактеризованы остатками: *Equiesetum* sp., *Osmunda* ex gr. *doroschkiana* (Goepp.), *Pinus* sp., *Metasequoia disticha* (Heer) Miki, *Taxodium dubium* (Sternberg) Heer, *Glyptostrobus* cf. *europaeus* (Brong.) Heer., *Cephalotaxopsis* cf. *heterophylla* Holl., *Thuites ehrenswardi* Heer, *Myrica* sp. indet., *Trochodendroides* sp.(?), *Acer* sp.

Самая верхняя часть тигильской серии, соответствующая по возрасту нижнему олигоцену, известна в районе залива Маметчинского. Олигоценовый возраст этих пород был впервые установлен в 1936 г. Н. М. Маркиным, который объединил их в ликланскую свиту и сопо-

[1] У мыса Астрономического в континентальной толще встречены остатки *Ginkgo reniformis* Holl., *Fagus* cf. *Antipovii* Heer, *Quercus* sp. (aff. *pseudocastanea* Goepp.), *Trochodendroides arcticus* (Heer) Berri, *Acer arcticum* Heer, *Grewiopsis* aff. *alaskana* Holl., *Viburnum* sp., по которым устанавливается нижнепалеогеновый возраст. Состав пыльцы в тех же образцах, где изучалась флора, говорит, по мнению палеофитологов, о верхнепалеогеновом возрасте пород с *Picea, Ginkgo, Cedrus, Pinus* подрода *Harloxylon,* Taxodiaceae, *Juglans, Carya, Castanea, Ulmus, Tilia.*

На мысе Астрономическом имеются также миоценовые осадочные отложения — конгломераты, белесые туфогенные песчаники, диатомиты, лежащие на верхнеолигоценовой ковачинской свите (Михайлов, 1958а). Эти слои не все исследователи отделяют от палеогеновых, что служит причиной разногласий из-за смешения разновозрастных органических остатков; например, наряду с палеогеновой флорой указываются неогеновые диатомиты, якобы находящиеся в одних и тех же слоях (Кочеткова, 1959). — *Прим. ред.*

http://jurassic.ru/

ставил с ковачинской толщей Тигильского поднятия. В 1953—1954 гг. геологами Западно-Камчатской экспедиции Северо-Восточного геологического управления были получены новые данные, позволившие выделить породы нижнего и верхнего олигоцена.

Наиболее полно нижнеолигоценовые отложения представлены в районе залива Маметчинского. Они обнажаются в береговом обрыве от мыса Водопадного до р. Унэливаям, а также по ручью Тупик и рекам Чечатваям, Унэливаям. М. А. Пергамент отмечает, что породы нижнего олигоцена несогласно ложатся на сенонские. Представлены они крупно- и грубозернистыми песчаниками с прослоями мелкогалечникового конгломерата, а в верхней части разреза — светлыми полимиктовыми крупнозернистыми песчаниками, глинистыми алевролитами с остатками фауны: *Nuculana* cf. *snatolensis* Slod., *Lima* ex gr. *goliath* Sow., *Nemocardium* cf. *kovatschensis* L. Krisht., *Macoma tigilensis* L. Krisht., *Solen tigilensis* Slod., *Pitar dalli* Weav., *Macrocallista snatolensis* L. Krisht., *Thracia kamtschatica* L. Krisht., *T. kovatschensis* L. Krisht., а также остатками (панцири и клешни) крабов. Мощность нижнеолигоценовых отложений 1300 *м*. Граница между тигильской и ковачинской сериями, ввиду близкого литологического сходства, условна; она проводится по появлению в разрезе верхнеолигоценовой фауны.

Ковачинская серия (верхний олигоцен)

Основное поле развития отложений ковачинской серии находится в районе залива Маметчинского (Кочеткова, 1959). В виде непрерывной полосы они прослеживаются в обрыве морского берега между ручьями Унэливаям и Первым (гора Велолнык) и обнажаются также в долинах рек Большой и Малый Оммайваям. Отдельные незначительные выходы пород отмечаются южнее и севернее мыса Ноттатей. По работам И. Е. Заединовой (1954 г.), известны верхнеолигоценовые отложения также в бассейнах рек Пакловаям (Виайроваям) и Кингивеем.

Породы ковачинской серии смяты в складки северо-восточного направления с углами падения, колеблющимися от 30 до 70°. Верхнеолигоценовые отложения представлены главным образом аргиллитами и в меньшей мере полимиктовыми, аркозовыми и известковистыми песчаниками с остатками фауны: *Variamussium pillarense* Slod., *Lima* ex *gr. goliath* Sow., *Solemya dalli* Clark, *Modiolus restorationensis* Van Winkle, *Psephaea weaveri* Tegl., *Turricula* ex gr. *waschingtonensis* Weav., *Aforia* cf. *clallamensis* (Weav.) var. *wardi* Weav. и наутилус *Aturia angusta* (Conr.).

Верхнеолигоценовые отложения, развитые в нижнем течении р. Пакловаям и в бассейне р. Кингивеем, слагаются в основном мелкогалечниковыми конгломератами и грубозернистыми песчаниками с прослоями скорлуповатых алевропелитов с остатками фауны: *Variamussium* sp. (по форме и размерам сходную с *Variamussium pillarense* Slod.), *Acila (Truncacila)* sp., *A. (Truncacila)* sp., *Yoldia subpilvoensis* L. Krisht., *Periploma kariboensis* L. Krisht.

Верхнеолигоценовые морские отложения, обнажающиеся на мысе Астрономическом, объединены в свиту мыса Астрономического. Свита представляет собой монотонную толщу темных аргиллитов с прослоями алевролитов и мергелистыми конкрециями. В породах содержится фауна: *Yoldia* ex gr. *nitida* Yok., *Y. cerussata* Slod., *Nuculana* cf. *napanica* Khom., *Thracia condoni* Dall, *Nucula* cf. *psajakauphensis* Khom., *Pholadidea* aff. *penita* (Conr.), *Dentalium* aff. *tigillum* Yok.,

http://jurassic.ru/

большое количество раковин *Nautilus* и чешуи рыб. Мощность 300—400 *м*.

Раньше свита мыса Астрономического условно относилась к неогену, хотя особенности литологического состава указывали на близкое сходство ее с верхним олигоценом, а состав известной фауны не противоречил этому. В 1957 г. А. С. Арсанов в отложениях на р. Пенжиной, литологически тождественных свите мыса Астрономического, собрал верхнеолигоценовый фаунистический комплекс, что привело к выводу о верхнеолигоценовом возрасте свиты мыса Астрономического.

Общая мощность ковачинской серии на побережье Пенжинской губы до 1400 *м*.

Верхняя граница верхнеолигоценовых отложений достаточно отчетлива. Во многих пунктах восточного побережья Пенжинской губы олигоценовые отложения, дислоцированные в крутые складки, перекрываются почти горизонтально лежащими миоценовыми эффузивами.

С палеогеновыми отложениями на восточном побережье Пенжинской губы связаны каменные угли (п-ов Маметчинский, бухта Чемурнаут, мыс Каягытьканан) и битумопроявления в виде рассеянной битуминозности, включений асфальта в породах (морской берег между мысами Каягытьканан и Ребро), газовыделений сероводородных источников и др. Угольные пласты (до 2—5) в большинстве случаев маломощные (0,3—0,5 *м*), лишь на п-ове Маметчинском мощность их достигает 3 *м*.

Таким образом, самыми древними палеогеновыми породами на восточном побережье Пенжинской губы являются отложения эоценового времени. Отсутствие палеоценовых отложений и трансгрессивное залегание эоценовых пород на более древние комплексы, в том числе на верхнемеловой, свидетельствуют о перерыве в осадконакоплении в начале палеогена. Этот перерыв, видимо, был обусловлен складкообразовательными движениями на границе мелового и третичного времени и регрессией моря. В раннеэоценовое время началось формирование морского бассейна. Судя по литологическому составу пород, осадконакопление происходило в мелководной, прибрежной зоне моря. О неустойчивости режима морского бассейна свидетельствует перемежаемость слоев, содержащих то обильные флористические остатки, то многочисленные остатки солоноватоводной и пресноводной фауны (*Corbicula, Cyrena, Unio, Viviparus*), то остатки морской фауны (*Solen, Nucula, Nuculana, Mytilus, Modiolus*). В начале олигоценового времени произошло расширение и углубление морского бассейна, о чем свидетельствуют резкая смена фаций (грубозернистые песчаники, конгломераты сменяются более или менее однородными аргиллитами и алевролитами) и обновление фаунистических комплексов. Исчезают представители пресноводной, солоноватоводной и мелководной фауны. Появляются тонкостворчатые глубоководные *Lima, Solemya, Variamussium*, головоногие *Nautilus, Aturia* и морские ежи.

Неоген

Первые указания на наличие неогеновых отложений на восточном побережье Пенжинской губы были сделаны С. Ф. Машковцевым и Л. В. Чуриным (1931), предположившими плиоцен-плейстоценовый возраст пород, развитых в районе Рекинникской губы. Несколько позже Н. В. Бессонов (1932 г.), Б. В. Хватов (1934 г.) и Н. М. Маркин (1957б) установили еще ряд участков развития неогеновых отложений. Геологами Пенжинской и Западно-Камчатской экспедиций Северо-Восточного геологического управления в 1953—1959 гг. были изучены

http://jurassic.ru/

более подробно разрезы, уточнены возраст и границы распространения неогеновых отложений. Выяснилось, что неогеновые отложения занимают значительные площади на побережье бухты Подкагерной, в бассейнах рек Подкагерной и Пустой, в районе Рекинникской губы, а также между мысом Угольным и р. Большой Оммайваям. Известны неогеновые отложения также на мысе Астрономическом.

Характерной особенностью неогеновых отложений является сильная туфогенность осадочных пород и присутствие мощных эффузивно-пирокластических толщ, что объясняется активным проявлением вулканической деятельности с начала миоценового времени.

Максимальная мощность неогеновых отложений составляет примерно 3000 *м*.

Воямпольская серия (нижний—средний миоцен)

Отложения воямпольской серии представлены осадочными и эффузивными образованиями. Эффузивные породы воямпольской серии с отчетливым угловым несогласием перекрывают в районе бухты Чемурнаут эоценовые отложения, а в районе горы Велолнык, по исследованиям А. Г. Погожева — верхнеолигоценовые. На мысах Большом и Угольном, а также по р. Пустой, воямпольские эффузивы перекрываются, в свою очередь, верхнемиоцен-плиоценовыми отложениями кавранской серии. На берегу бухты Подкагерной, по наблюдениям Б. В. Хватова в 1934 г. и Ю. Г. Егорова в 1955 г., эффузивы перекрыты угленосной толщей нижне-среднемиоценового возраста.

Эффузивный комплекс воямпольской серии, получивший наименование укитогорской свиты, слагается базальтами, андезито-базальтами, андезитами, андезито-дацитами, дацитами, липаритами, а также их пирокластическими образованиями. Наиболее древними породами комплекса являются, видимо, базальты, образующие совместно с андезито-базальтами и андезитами обширные покровы. Это темные, до черных, породы афанитового и порфирового сложения, нередко с миндалекаменной структурой (Михайлов, 1958а). Главные породообразующие минералы в них: плагиоклаз, моноклинный пироксен, реже гиперстен, оливин, магнетит.

В тесной взаимосвязи с базальтами находятся гиперстеновые и роговообманковые андезиты и андезито-базальты, являющиеся, однако, в большинстве своем более молодыми образованиями, так как близ устья р. Ягочи они прорывают и перекрывают оливиновые базальты. Роговообманковые андезиты и андезито-базальты в районе бухты Чемурнаут у мыса Геткилнин образуют серию даек, рвущих осадочные породы эоценового возраста. Близ мысов Угольного, Ноттатей они образуют пластообразные залежи, местами брекчиевидного сложения, и неотчетливо выраженные покровы. Гиперстеновые андезиты и андезито-дациты широко развиты по северному побережью Пенжинской губы и по ее восточному берегу. К югу от мыса Ноттатей и в районе мыса Угольного они слагают неправильные залежи и покровы, иногда с четко выраженной столбчатой отдельностью.

Пирокластические образования базальтов, андезито-базальтов, андезитов представлены агломератовыми лавами, туфобрекчиями и мелкообломочными туфами, широко развитыми близ пос. Пенжино, по рекам Ловаты и Ягочи на восточном берегу губы близ мысов Угольного, Большого, Ребро и п-ова Гротов.

Верхняя часть эффузивного комплекса воямпольской серии слагается дацитами и липаритами, широко развитыми в районе горы Велолнык и мыса Ноттатей. Возрастные взаимоотношения этих пород недо-

http://jurassic.ru/

статочно ясны. В ряде мест побережья липариты ложатся на дациты, в других — наблюдаются обратные соотношения. В районе горы Велолнык липариты слагают хорошо выраженные покровы, которые прослеживаются с небольшими перерывами на протяжении 8 *км*. Здесь непосредственно на осадочных отложениях ковачинской серии лежат биотитовые липариты и игнимбриты (Михайлов, 1958а). Выше лежат гиперстеновые дациты со столбчатой отдельностью. Южнее, близ мыса Ноттатей, наблюдается обратное соотношение. На андезитах лежат литокластические туфы дацита, перекрытые липаритовой лавобрекчией. На последней залегают сферолитовые липариты.

А. Ф. Михайлов, изучавший эффузивные породы побережья Пенжинской губы, отмечает их щелочноземельный характер. Среди андезитов и андезито-базальтов встречаются щелочные (анальцимовые) разновидности. Во всех разностях пород натрий преобладает над калием. Исключением является сферолитовый липарит, в котором наблюдается обратное соотношение.

Туфогенные отложения воямпольской серии у мыса Астрономического содержат гальку оливиновых базальтов, аналогичных распространенным в укитогорской свите. А. Ф. Михайловым доказано соответствие составов липаритовых и дацитовых пеплов, содержащихся в отложениях воямпольской серии, липаритам и дацитам, распространенным в районе Рекинникской губы. Здесь, в районе гор Ноттатей и Велолнык, по предположению А. Ф. Михайлова, располагались в миоценовое время эруптивные центры. Это согласуется с материалами других исследователей побережья Пенжинской губы, подтверждающими значительное содержание в туфогенно-осадочных толщах воямпольской серии вулканических пеплов липаритового и дацитового составов, часто превращенных в бентонитовые глины. Очевидно, базальтовые и андезитовые лавы изливались преимущественно в начале миоцена, в последующем же формирование отложений воямпольской серии сопровождалось извержениями кислых лав и пирокластических продуктов[1].

Морские и континентальные осадочные образования воямпольской серии развиты в районе бухты Подкагерной, на северном побережье Пенжинской губы и в бассейне р. Пустой.

У бухты Подкагерной угленосные отложения воямпольской серии залегают несогласно на эффузивно-пирокластической толще, слагая две мульдообразные синклинали, одна из которых находится на левобережье реки Подкагерной, другая — на берегу моря между бухтой Подкагерной и устьем р. Иргирнинваям. В ядрах мульд выше угленосных слоев лежат морские отложения воямпольской серии, с которыми угленосная толща, по мнению Ю. Г. Егорова и И. Ф. Мороза, связана постепенными переходами.

Угленосная толща сложена переслаивающимися светлыми туфогенными песчаниками, алевролитами, туфодиатомитами, гравийными и мелкогалечными конгломератами с мергелистыми конкрециями, слоями бентонитовых глин и пластами углей, переходных от бурых к каменным. Мощность толщи от 400—600 *м*.

В нижней части толщи содержатся остатки флоры: *Ginkgo adiantoides* (Unger) Heer, *Taxites olriki* Heer, *Sequoia langsdorfii*

[1] По мнению А. Ф. Михайлова, излияния третичных эффузивов на восточном берегу Пенжинской губы происходили в конце раннего миоцена и в среднемиоценовое время. Это мнение основано на более молодом возрасте эффузивных пород по отношению к свите мыса Астрономического. Последняя считалась нижнемиоценовой. Как говорилось выше, новые данные указывают на верхнеолигоценовый возраст свиты мыса Астрономического, почему вероятный возраст базальтовых и андезитовых излияний Пенжинской губы может считаться раннемиоценовым. *Прим. ред.*

http://jurassic.ru/

(Brong.) Heer, *Metasequoia disticha* (Heer) Miki, *Taxodium distichum miocenicum* Heer, *Populus* ex gr. *tremula* L., *Comptoniphyllum* aff. *japonicum* Nath., *Juglans* cf. *acuminata* A. Br., *Alnus* cf. *Kefersteinii* (Goepp.), *Alnus* cf. *cordifolia* Ten., *Betula sokolovi* Schmal., *B. brongniartii* Ett., *Betula* cf. *alba L.*, *B.* aff. *elliptica* Sap., *Corylus macquarii* (Forb.) Heer, *Fagus antipovii* Heer, *Quercus* (?) *pruegila*, *Ficus* cf. *tiliaefolia* (A. Br.) Heer, *Magnolia* cf. *dianae* Unger, *Acer* aff. *arcticum* Heer, *A. trilobatum* (Stenb.).

Флора эта резко отличается от известных палеогеновых флор Камчатки, в частности побережья Пенжинской губы, прежде всего отсутствием таких древних форм, как *Trochodendroides arcticus* (Heer) Berry, *T. richardsonii* (Heer) Krysht., *Hicoria magnifica* Knowlt. и др. В то же время растительные остатки бухты Подкагерной по составу близки к нижне-среднемиоценовым камчатским флорам, например с р. Крутогоровой. Наиболее вероятен, по мнению А. Ф. Ефимовой, нижне-среднемиоценовый возраст подкагерновской флоры.

Е. М. Воеводова, изучавшая пыльцу и споры, содержащиеся в углях бухты Подкагерной, пришла к заключению о миоцен-олигоценовом возрасте подкагерновских углей. А. Г. Погожев, проводивший в 1959 г. геологические исследования в Подкагернском районе, выделил континентальные отложения в самостоятельную свиту (иргирнинскую) верхнеолигоценового возраста. Фауна из морских отложений, перекрывающих в бухте Подкагерной угленосные, изучалась неоднократно с противоречивыми результатами. Возраст фауны различными палеонтологами определялся то как миоценовый, то как олигоценовый и эоценовый. В последнее время фауна, собранная А. Г. Погожевым из морских отложений (ратэгинская свита, по А. Г. Погожеву), была изучена Л. В. Криштофович, которая считает ее близкой к фауне гакхинской свиты Камчатки, а также к фауне мачигарской и аракайской свит Сахалина. В нижней части свиты среди песчаников, конгломератов и алевролитов собраны: *Yoldia matschigarensis* L. Krisht., *Nemocardium* aff. *imakiensis* Mak., *Papyridea utcholokensis* Slod., *Cardita* aff. *kinkilana* Slod., *Corbicula sachalinensis* (Slod.), *Modiolus solea* Slod., *Mya grewingki* Mak.

Выше по разрезу, в песчаниках, содержащих прослои конгломерата, установлено присутствие таких форм, как *Nuculana miocenica* L. Krisht., *Yoldia longissima* Slod., *Cardita pacifera* Yok., *Crassatellites* aff. *pleschakovi* Sim., *Pododesmus schmidti* L. Krisht., *Periploma kariboensis* L. Krisht., *Turritella gackhensis* L. Krisht., — форм, характерных для II подсвиты гакхинской свиты.

В грубозернистых песчаниках верхней части разреза встречены *Yoldia cerussata* Slod., *Ostrea gackhiana* L. Krisht., *Pecten* (*Chlamys*) aff. *branneri* Arn., *Periploma kariboensis* L. Krisht., *P. macra* L. Krisht. По заключению Л. В. Криштофович, здесь отсутствуют типичные нижнемиоценовые виды, а к видам с диапазоном возраста нижний — средний миоцен присоединяются исключительно среднемиоценовые *Yoldia cerussata* Slod., *Pecten* (*Chlamys*) aff. *branneri* Arn., *Periploma macra* L. Krisht.

К воямпольской серии, по-видимому, относится среднемиоценовая «белесая» толща с углями, изученная С. И. Федотовым в 1953 г. в верховьях р. Пустой, несогласно лежащая на эффузивах и несогласно же перекрывающаяся палеонтологически охарактеризованными отложениями кавранской серии. Толща сложена полимиктовыми и аркозовыми, часто туфогенными, песчаниками, туфодиатомитами, конгломератами с мергелистыми конкрециями и пластами каменного (?) угля. В верхней части толщи лежат зеленовато-серые конгломераты с прослоями

http://jurassic.ru/

мелко- и среднезернистых песчаников с растительными остатками: *Vitis* sp., *Taxodium dubium* Heer и др.

Мощность 800 *м*.

В вулканических районах породы воямпольской серии представляют собой грубообломочные отложения с глыбами базальтов, туфогенные песчаники с углистыми прослоями, пепловые туфы. Примером могут служить миоценовые толщи северного берега Пенжинской губы.

Породы воямпольской серии местами характеризуются слабой битуминозностью.

Кавранская серия (верхний миоцен—плиоцен)

Отложения кавранской серии развиты в районе Рекинникской губы. К юго-западу от Рекинникской бухты они занимают обширное поле в бассейне р. Пустой. Породы кавранской серии известны также в бухте и по р. Подкагерной. Верхняя часть серии обнажается у мыса Астрономического. Во всех пунктах породы кавранской серии с отчетливым угловым несогласием и трансгрессивно перекрывают нижележащие комплексы. Так, в верховьях р. Пустой, по данным С. И. Федотова, кавранская серия несогласно ложится на породы верхнего мела, по р. Ткаправаям ее отложения залегают на породах тигильской серии, на мысе Угольном и Большом — на эффузивах воямпольской серии.

Отложения кавранской серии всюду представлены конгломератами, особенно распространенными в нижней части, а также плохо отсортированными песчаниками, алевролитами, туфодиатомитами и туфами. Мощность серии колеблется от 80 *м* на мысе Астрономическом до 900 *м* в районе Рекинникской губы. В последнем пункте разрез свиты изучен наиболее детально.

Нижняя часть серии мощностью в 200 *м* слагается зеленовато-серыми, иногда бурыми, крупногалечными конгломератами, перемежающимися с прослоями полимиктовых и туфогенных песчаников, переполненных остатками пелеципод: *Acila* (*Truncacila*) cf. *gottschei* (Bohm.), *Nuculana* (*Sacella*) *taphria* (Dall), *Yoldia kuluntunensis* Slod., *Y. chojensis* Sim., *Taras gravis* Kog., *T. orbellus* (Gld.), *Macoma ehabiensis* Slod., *M. optiva* (Yok.), *Macoma* aff. *nasuta* (Conr.), *Laevicardium* ex gr. *decoratum* Grew., *Papyridea kipenensis* Slod., *Serripes gronlandicus* (Brug.), *Cardita kevetscheveemensis* (Slod.), *C. uvutschensis* Ilyina, *Gomphina* (*Liocyma*) *fluctuosa* var. *semilaevis* Scarloto, *Glycymeris chitanii* Yok., *Pododesmus macroschisma* Desh., *Modiolus wajampolkensis* Slod., *M. gradulatus* Slod., *Mytilus chejesleveemensis* Slod., *Saxicava pleschakovi* Sim.; гастропод: *Turritella kavranica* Ilyina, *Turritella* cf. *telum* Bohm., *Polinices* (*Euspira*) cf. *galianoi* Dall, *Psephaea olutorskensis* L. Krisht., *P. kamschatica* Ilyina, *Buccinum haromaicum* Khom., *Buccinum uinnjiense* Khom., *Spirotropis* (*Antiplanes*) *perversa* (Gabb) var. *perversa* Grant et Gale, *Amathina nobilis* (A. Adams); брахиопод: *Dallina raphelis* (Dall), *Hemitpyris psittacea* (Gmel.), *Diesthothyris* aff. *ochotensis* L. Krisht. Остатки фауны указывают на верхнемиоценовый возраст пород. Описанная часть рекинникского разреза соответствует толще базальных конгломератов кавранской серии Тигильского района (ильинская свита).

Средняя часть разреза мощностью в 300—350 *м* сопоставляется с какертской свитой Тигильского поднятия. Слагается она пестроокрашенными полимиктовыми, часто известковистыми или туфогенными песчаниками с остатками фауны: *Taras* aff. *orbellus* (Gld.), *Tellina pulchra* Slod., *Papyridea kipenensis* Slod., *Anomia densicostulata*

http://jurassic.ru/

Yok., *Pododesmus macroschisma* Desh., *Pecten swiftii* Bern. var. *etchegoini* And., *Septifer* sp., *Amathina nobilis* (A. Adams). Фауна свидетельствует о нижнеплиоценовом возрасте включающих ее пород.

Следующая, более верхняя, часть серии мощностью 250—330 *м* литологически и фаунистически близка к этолонской свите. Сложена она конгломератами, синевато-серыми туфогенными песчаниками и туфами с многочисленной ископаемой фауной: *Acila* (*Truncacila*) cf. *kamtschatica* Ilyina, *Acila* (*T.*) *cobloldia* (Sow.), *Nuculana* (*Nuculana*) cf. *pernula* (Mull.), *N. majanatschensis* Ilyina, *Tellina pulchra* Slod., *Mactra* (*Spisula*) ex gr. *polynyma* Stimp., *Laevicardium* (*Cerastoderma*) *shinjiense* (Yok.), *Cardita markini* Ilyina, *C.* (*Cyclocardita*) *crebricostata* (Krause), *C. kavranensis* Slod., *Protothaca* aff. *staleyi* (Gabb), *Mercenaria*(?) *perlaminosa* Conr., *Arca* (*Andara*) cf. *ibispoana* Conr., *A. (Andara) trilineata* Conr.; *Glycymeris snatolensis* Slod., *G. grewingki* Dall, *Pododesmus macroschisma* Desh., *Pecten swiftii* Bern. var. *etchegoini* And., *P. swiftii* Bern. var. *piltunensis* Krause, *P. (Patinopecten) yessoensis* Jay, *Pholadidea penita* Conr., *Panope (Panomya) ampla* Dall, *Mya* ex gr. *arenaria* L., *Acmaea concinna* Lishke, *Trochita radians* (Lamark) var. *small* Wood, *Volutopsis kamtschaticus* Ilyina, *Psephaea kamtschatica* Ilyina, *Siphonalia yabei* Nomur, *Neptunea lirata* (Martin), *Crepidula kamtschatica* Ilyina, *Balanus* sp. Особенно часты здесь остатки: *Pecten, Mya, Mactra, Pododesmus, Neptunea, Psephaea, Crepidula.*

На мысе Астрономическом наблюдается верхняя часть кавранской серии, т. е. слои, соответствующие этолонской свите. Здесь распространены бурые конгломераты с крупными, совершенно не окатанными глыбами андезитов, базальтов, туфобрекчий. Конгломераты чередуются с грубозернистыми гравийными ржаво-бурыми песчаниками, содержащими среднеплиоценовую фауну: *Pecten swiftii* Bern. var. *etchegoini* Arn., *Cardita kavranensis* Slod., *Tellina pulchra* Slod., *Mya arenaria* L., *Mya* cf. *crassa* Grew., *Acila cobloldia* Sow., гастроподы: *Psephaea* cf. *megaspira* Sow., *P. kamtschatica* Ilyina, *Acmaea* sp.

У бухты Подкагерной верхние горизонты кавранской серии представлены светло-серыми, белесыми, трепеловидными алевролитами и диатомитами. В морских отложениях кавранской серии иногда наблюдается слабая битуминозность, выявляющаяся люминесцентно-битуминологическим анализом пород. На мысе Астрономическом, в районе Рекинникской губы и в бассейне р. Пустой морские отложения кавранской серии вверх по разрезу постепенно переходят в континентальные образования, которые выделяются в четвертую, самую верхнюю свиту кавранской серии — эрмановскую (верхний плиоцен—плейстоцен?).

Отложения эрмановской свиты известны в бассейне р. Пустой и по побережью Пенжинской губы между ручьями Гипилилянваям и Куйвиваям. Свита сложена перемежающимися между собой пластами и линзами песчаников, туфов, содержащих лигниты и шишки хвойных: *Picea bilibini* Vassk., *Tsuga minuta* Vassk., *Pinus monticola* Dougl. По мнению А. П. Васьковского, эти остатки характеризуют слои, переходные от верхнего плиоцена к плейстоцену. По р. Пустой в тех же отложениях были встречены остатки раковин *Unio* sp., *Anodonta* sp. и отпечатки флоры: *Alnus cordifolia* Ten., *A. nostratum* Unger, *Juglans* aff. *acuminata* Braun.

На мысе Астрономическом эрмановская свита представлена зеленовато-серыми песками, галечниками с *Juglans cinerea* L. и *Metasequoia disticha* (Heer), свидетельствующими о верхнеплиоценовом возрасте пород. Отложения эрмановской свиты здесь несогласно перекрываются серыми галечниками с остатками млекопитающих (кости, бивни,

http://jurassic.ru/

челюсти), являющимися, несомненно, четвертичными образованиями. Близ ручья Гипилилянваям породы эрмановской свиты с отчетливым угловым несогласием перекрыты отложениями четвертичного возраста. Максимальная мощность эрмановской свиты 300 *м*.

Не вполне ясным остается стратиграфическое положение угленосных отложений, широко распространенных в бассейне р. Пустой. Выходы пластов бурых углей мощностью до 3 *м* описаны здесь по рекам Ямелькиваям, Атвинайваям, Пахитькуваям и др. (А. Г. Погожев, 1954 г.; Ю. Г. Егоров и И. Ф. Мороз, 1955 г.). От лигнитов эрмановской свиты эти угли отличаются залеганием в виде выдержанных слоев и более высоким качеством. Возможно, что по р. Пустой распространены континентальные аналоги стратиграфически более нижних (чем эрмановская) свит кавранской серии. Развитие углей в средней и нижней частях кавранской серии наблюдается в южной части Большерецкой впадины Западной Камчатки.

Палеогеографические условия в неогене на территории восточного берега Пенжинской губы представляются следующими. В начале неогена эта площадь была ареной сильной вулканической деятельности. В это время произошло накопление мощных толщ базальтов, андезито-базальтов, липаритов и дацитов. В отдельных впадинах продолжалось накопление континентальных и морских толщ, породы которых в значительной степени обогащены туфогенным материалом. В верхнемиоценовое время проявилась трансгрессия моря и происходило осадконакопление в неглубоком морском бассейне, начавшееся с отложения галечников и грубозернистых песков. Остатки фауны, находимые в отложениях кавранской серии, принадлежат толстостворчатым формам—обитателям прибрежной полосы моря. Обилие фауны свидетельствует о благоприятных физико-химических условиях, особенно в ранне- и среднеплиоценовое время. В конце плиоцена на всей площади морской режим сменился континентальным.

Судя по большему содержанию вулканического материала в осадках кавранской серии, сильные вулканические процессы, начавшиеся в конце палеогена — начале неогена, продолжались в позднем миоцене и плиоцене[1].

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПАЛЕОГЕНОВЫХ И НЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОГО КАМЧАТСКОГО ПРОГИБА

Как видно из табл. 5 разрезы третичных отложений различных районов Западного Камчатского прогиба хорошо сопоставляются друг с другом. Наиболее изученным и полным является разрез Тигильского поднятия, который был предложен Охинским стратиграфическим совещанием как эталонный для всего прогиба.

На юг от Тигильского поднятия палеогеновые отложения, по-видимому, выклиниваются, поэтому в Большерецкой впадине известен лишь неоген. Возраст нижних слоев разреза неогена этой впадины достаточно еще не выяснен. Судя по остаткам фауны, обнаруженным в ичинской свите, возраст последней не выходит из пределов среднего миоцена, о чем свидетельствует и сходство ее пород с отложениями вивентекской свиты Тигильского поднятия. Видимо, в пределах Большерец-

[1] Часть лав еще плохо изученного укитогорского эффузивного комплекса может быть одновозрастной с отложениями кавранской серии. В соседних с побережьем Пенжинской губы районах верхнемиоценовые и плиоценовые эффузивы занимают обширные площади (водораздел и восточные склоны Срединного хребта, побережье залива Корфа). А. Г. Погожев (1951 г.) наблюдал в Пенжинском районе залегание эффузивов на породах воямпольской серии. — *Прим. ред.*

http://jurassic.ru/

Схема корреляции разрезов палеогеновых и неогеновых отло

Единая стратиграфическая шкала			Унифицированная стратиграфическая схема Западной Камчатки				Тигильское поднятие		
Система	Отдел	Подотдел	Серия	Подсерия	Горизонт	Зона или слои	Серии	Подсерии	Свиты
Неогеновая	Плиоцен	Верхний	Кавранская	Верхняя	Эрмановский		Кавранская	Верхняя	Эрмановская Континентальные отложения
		Средний			Этолонский	Swiftopecten swiftii var. etchegoini, Chlamys tanassevitschi			Этолонская Морские отложения
		Нижний		Нижняя	Какертский	Yoldia thraciaeformis, Macoma optiva		Нижняя	Какертская Морские отложения
	Миоцен	Верхний			Ильинский	Modiolus wajampolkensis			Ильинская Морские отложения
		Средний	Воямпольская	Лухлинская	Кулувенский	Thyasira disjuncta var. ochotica, Laternula sakhalinensis	Воямпольская	Лухлинская	Кулувенская Морские отложения
					Вивентекский	Delectopecten pedroanus			Вивентекская Морские отложения
					Утхолокский	Nuculana miocenica			Утхолокская Туфогенные отложения
						Yoldia posneri			
				Россошинская	Гакхинский	Cardium puchlense		Россошинская	Гакхинская Морские отложения
		Нижний			Аманинский	Solariella ochotensis			Аманинская Морские отложения
						Yoldia deformis, Papyridea matschigarica, Lingula aff. hians			

http://jurassic.ru/

Таблица 5

жений различных районов Западного Камчатского прогиба

Большерецкая впадина		Паланская впадина	Парапольская и Пенжинская впадины	
Эрмановская свита Континентальные отложения		Континентальные отложения с лигнитами (озерновская толща, по М. Ф. Двали)	Континентальные отложения	
		——— ? ———	——— ? ———	
Кавранская (облуковинская, по А. Ф. Марченко) свита Морские, на юге впадины — морские и континентальные отложения	Вулканогенно-осадочная толща юга Большерецкой впадины	Кавранская серия Осадочные морские и вулканогенные породы	Кавранская серия Морские, местами, например, в бассейне р. Пустой, континентальные отложения	Вулканогенные породы
Крутогоровская (хомутинская) свита Угленосные отложения		Воямпольская серия (верхняя часть) Морские и континентальные отложения	Воямпольская серия Морские и континентальные отложения, вулканогенные породы	
Ичинская свита Морские отложения				
——— ? ———		——— ? ———		
		Кинкильские эффузивы		
		——— ? ———		

http://jurassic.ru/

Единая стратиграфическая шкала			Унифицированная стратиграфическая схема Западной Камчатки				Тигильское поднятие		
Система	Отдел	Подотдел	Серия	Подсерия	Горизонт	Зона или слои	Серии	Подсерии	Свиты
Палеогеновая	Олигоцен	Верхний	Ковачинская			Lima twinensis	Ковачинская		Морские отложения
						Variamussium pillarense, Carditа kovatschensis			
		Средний				Solariella kamtschatica			
	Эоцен	Нижний	Тигильская		Увучинский	Cardium (Acanthocardia) snatolensis, Solen tigilensis	Тигильская		Снатольская Морские отложения
		Верхний			Снатольский	Mytilus yokoyami, Tivela snatolana, Genota snatolensis			
		Средний			Напанский	Melania snatolensis			Напанская Континентальные и морские отложения
		Нижний				Cyrena prominenta			
	Дат-палеоцен	Верхний			Хулгунский	Macrocallista kovatschensis, Mactra chulgunensis			Хулгунская Континентальные и морские отложения
		Нижний							

http://jurassic.ru/

Продолжение табл. 5

Большерецкая впадина	Паланская впадина		Парапольская и Пенжинская впадины
	Ковачинская серия Морские отложения (ликланская свита, по Н. М. Маркину)		Ковачинская серия Морские отложения
	Тигильская серия	Верхняя часть — морские отложения	Тигильская серия Морские и континентальные отложения
		Средняя часть — морские отложения	
		Нижняя часть — морские и континентальные отложения (По Н. К. Архангельскому)	

http://jurassic.ru/

кой впадины распространена лишь верхняя, лухлинская подсерия воямпольской серии отложений. Вопрос этот, однако, может быть решен лишь при проведении во впадине последующих работ, в частности, буровых.

В крайней южной части Большерецкой впадины неогеновые осадочные отложения почти полностью замещаются вулканогенными; среди последних намечаются аналоги отложений воямпольской и кавранской серий.

Палеогеновые и неогеновые отложения Паланской впадины долгое время оставались трудносопоставимыми с отложениями Тигильского поднятия. Последние работы, однако, показали распространение во впадине отложений тигильской и ковачинской серий, сходных по фациальным условиям отложения с таковыми Тигильского поднятия. Воямпольская серия представлена здесь лишь несколько более мелководными морскими и континентальными отложениями. Нижняя часть серии на значительной площади впадины замещена вулканогенными породами (кинкильские эффузивы). Вопрос о возрастном интервале кинкильских эффузивов, однако, не решен еще окончательно. По мнению некоторых геологов, этот вулканогенный комплекс включает, кроме нижнемиоценовых, и среднемиоценовые образования. Другие исследователи склонны считать, что вулканогенными породами в Паланской впадине замещена и часть отложений ковачинской серии. Более мелководный характер, чем в районе Тигильского поднятия, имеют в Паланской впадине и отложения кавранской серии, замещенной в восточной части впадины, у Центрально-Камчатской вулканической зоны, вулканогенными образованиями.

Благодаря тщательным исследованиям А. Д. Кочетковой, А. Ф. Михайлова, А. Г. Погожева и других, разрез палеогена и неогена Парапольской и Пенжинской впадин был хорошо охарактеризован палеонтологически, что облегчило его сопоставление с отложениями Тигильского поднятия. Палеогеновый и неогеновый разрезы Пенжинской впадины оказались весьма полными. Здесь установлены отложения тигильской и ковачинской серий в сходных с Тигильским поднятием фациях, а также отложения воямпольской и кавранской серий, замещающиеся в некоторых районах вулканическими породами. Эффузивные аналоги последних двух серий, к сожалению, еще плохо изучены.

Общим для всего Западно-Камчатского прогиба является вопрос о существовании хулгунской свиты как самостоятельного стратиграфического подразделения. Заслуживает внимания также возможность в нижней части тигильской серии несогласия, отделяющего хулгунскую свиту от остальной части указанной серии.

ЦЕНТРАЛЬНАЯ КАМЧАТКА

Область Центральной Камчатки включает Срединный Камчатский массив, значительно переработанный молодыми тектоническими движениями, и Центрально-Камчатскую вулканическую зону, которая в позднемеловое и палеоген-неогеновое время являлась ареной сильной вулканической деятельности.

СРЕДИННЫЙ КАМЧАТСКИЙ МАССИВ

Наиболее древними третичными отложениями Центральной Камчатки считаются грубообломочные отложения на площади Срединного Камчатского массива древних пород, названные барабской свитой.

http://jurassic.ru/

Барабская свита

На площади Срединного Камчатского массива в палеогене и, возможно, в неогене существовали специфические в фациальном отношении условия. Накопление третичных отложений здесь происходило в небольших межгорных впадинах, ограниченных разломами. Грубообломочные отложения этих впадин были описаны А. В. Щербаковым (1938) как «острова» третичных конгломератов среди палеозойских (?) пород. Наибольший участок распространения конгломератов приурочен к р. Облуковине, где отложения барабской свиты в виде узкой полосы (до 4 *км* шириной) протягиваются в меридиональном направлении на расстоянии 20 *км* к северу, до р. Ичи. Лучшие обнажения конгломератов имеются на склоне горы Барабы (правобережье р. Облуковины), откуда конгломератовая толща получила впоследствии наименование барабской свиты.

Возраст конгломератов А. В. Щербаковым предполагался плиоценовый, В. А. Ярмолюк считал их мезозойскими. Ошибочность последнего доказал в 1955 г. В. П. Мокроусов, отнесший конгломераты условно к палеогену. В 1956 г. Ю. В. Макаровым в песчаниках барабской свиты обнаружены остатки палеоценовой, по мнению Б. М. Штемпеля, флоры: *Metasequoia* cf. *disticha* (Heer) Miki, *Taxodium* sp., *Glyptostrobus europaeus* Heer, *Cephalotaxopsis* cf. *intermedia* Holl., *Trochodendroides Richardsoni* (Heer) Krysht. Верхний возрастной предел барабской свиты остается до сих пор неизвестным.

Сложена барабская свита конгломератами, от мелкогалечниковых до крупногалечниковых, с прослоями туфогенных песчаников и алевролитов. Породы окрашены преимущественно в темно-серый цвет. Галька конгломератов хорошо окатана, представляет собой обломки метаморфических, в меньшей мере интрузивных и дайковых пород. Цемент конгломератов песчаный, иногда туфогенный. Очень прочная цементация конгломератов на отдельных участках связана с метаморфизующим влиянием прорывающих их интрузий.

Прослои и линзы гравелитов, разнозернистых песчаников и алевролитов, лишь изредка встречающиеся в конгломератах нижней части барабской свиты, выше по разрезу увеличиваются в количестве и мощности, и в верхней части толщи преобладает песчаный состав.

Мощность свиты в самых полных ее разрезах у горы Барабы по р. Химки (приток р. Ичи) составляет 700—800 *м*.

ЦЕНТРАЛЬНО-КАМЧАТСКАЯ ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ЗОНА

Центрально-Камчатская вулканическая зона, представляющая собой в структурном отношении пологий антиклинорий, осложненный горстами, протягивается почти по оси Камчатки и лишь на севере и юге полуострова выходит к тихоокеанскому берегу. Третичные породы здесь распространены широко и представляют собой вулканогенные образования.

Не так давно почти вся площадь зоны закрашивалась на геологических картах цветом четвертичных эффузивов. В 1941 г. Г. М. Власов и В. И. Курлаев установили замещение миоценовых осадочных отложений побережья залива Корфа по направлению к Корякскому хребту липаритовыми и дацитовыми лавами и туфами. В центральных районах полуострова третичные вулканические породы были выделены в 1954—1955 гг. Ю. В. Жегаловым, Ю. В. Макаровым, В. М. Никольским, А. Ф. Марченко и другими геологами при геологических съемках. Третичные вулканические толщи этими исследователями разделены

http://jurassic.ru/

на палеоген-нижнемиоценовую анавгайскую и верхнемиоцен-плиоценовую алнейскую серии, отделенные одна от другой угловым несогласием.

В 1956 г. Ю. В. Жегалов обратил внимание на залегание в верхней части анавгайской серии на р. Анавгай толщи кислых эффузивов андезито-дацитового и дацитового составов. В следующем году В. К. Ротман, Г. М. Власов и М. М. Василевский сходные эффузивы,

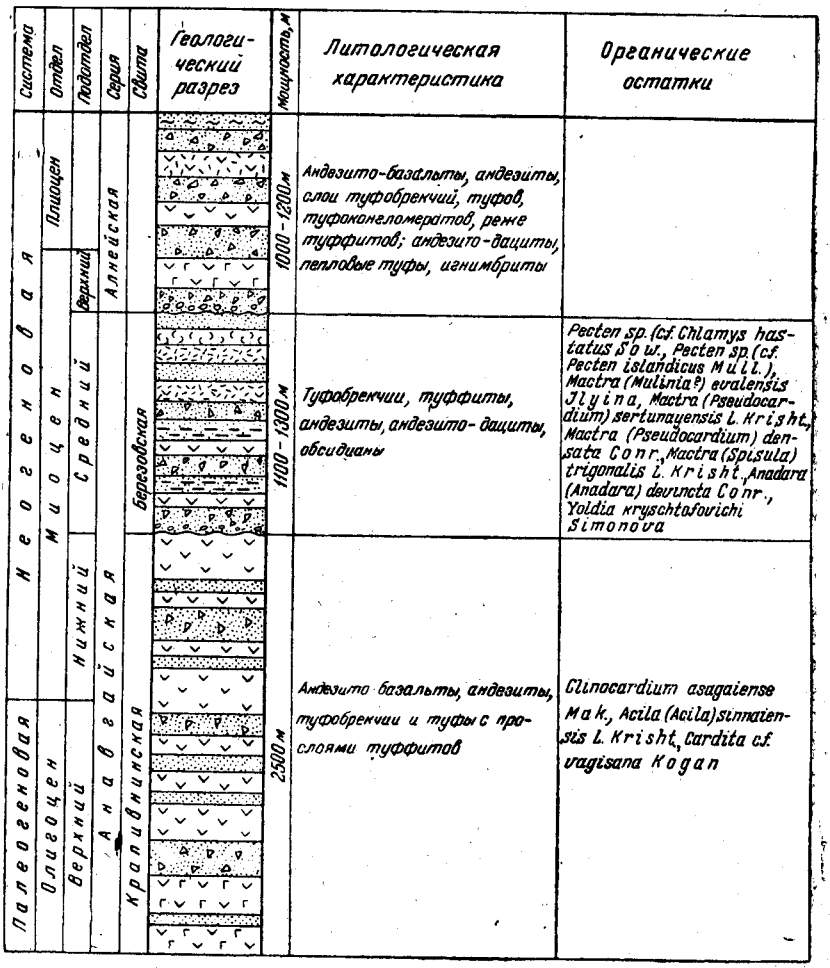


Рис. 18. Разрез палеогеновых и неогеновых отложений северных районов Центральной Камчатки. По В. К. Ротману

обнажающиеся по рекам Березовой и Озерновской Кирганикской, выделили в березовскую свиту. По р. Быстрой Козыревской, у устья р. Ковавли, В. К. Ротман в 1959 г. наблюдал угловое несогласие между березовской свитой и остальной частью анавгайской серии. Эта часть названа В. К. Ротманом крапивнинской свитой (рис. 18). В 1959—1960 гг. существование березовской свиты и несогласия в ее основании подтвердились работами Я. Ш. Геворкяна, М. М. Лебедева, В. Н. Бондаренко, Ю. А. Новоселова. Березовскую свиту называют иногда кагнисинской, для крапивнинской же свиты ранее употреблялись синонимы: быстринская, ольховская, чемпуринская и вактанская.

В. Н. Бондаренко 1959 г. расчленил крапивнинскую (ольховскую) свиту на две подсвиты — верхнюю и нижнюю. Обе подсвиты считались

http://jurassic.ru/

предположительно палеоген-нижнемиоценовыми, так как для уточнения возраста их палеонтологических данных не было. Последующие сборы фауны в районе Южно-Быстринского хребта и юго-восточного побережья Камчатки позволили С. Е. Апрелкову выяснить возраст выделенных В. Н. Бондаренко подсвит и считать их двумя самостоя-

Система	Отдел	Подотдел	Серия, свита	Геологический разрез	Мощность, м	Литологическая характеристика	Органические остатки
Палеогеновая — Неогеновая	Неоген — Плиоцен	Верхний	Алнейская серия		1100	Валунные туфоконгломераты, андезиты, дациты, их туфы и туфобрекчии, игнимбриты	Не найдены
	Миоцен	Средний	Анавгайская серия — Березовская свита		900–1200	Туфогенные песчаники, алевролиты, конгломераты, туфофиты, андезиты, дациты, липариты, их туфы и игнимбриты	Chione cf. encifera (Dall), Glycimeris cf. chitanii Yok., Mya praesertunaensis L. Krisht, Tellina clivosa Böhm., Palliolum (Delectopecten) peckhami Gabb. var. pedroanus (Trask)
		Нижний	Анавгайская серия — Паратунская свита		1100–1200	Туфогенные конгломераты, гравелиты, песчаники и алевролиты, базальты, андезиты, их туфы и туфобрекчии	Cardita nairoensis L. Krisht, Liocima furtiva Yok., Macoma sp. (cf. M sejugata Yok.), Mya cf. grewingki Mak., Pecten (Chlamys) aff. iwanianus Yok., Yoldia cf. cerussata Slod., Yoldia angusta L. Krisht., Yoldia aff. kovatschensis Slod.
	Олигоцен	Верхний	Анавгайская серия — Вилючинская свита		1300–1500	Конгломераты, песчаники, алевролиты и аргиллиты с прослоями гравелитов, туфов и альбитофиров	Criphaea sp., Yoldia matschigarica (Laut.), Yoldia nitida Slod., Yoldia tanaradaiensis L. Krisht., Macoma kirkinskajae L. Krisht., Mya aff. ochotica L. Krisht., Ostrea sp. палеогенового облика, Variamussium pillarense Slod.

Рис. 19. Разрез палеогеновых и неогеновых отложений Юго-Восточной Камчатки. По В. Н. Бондаренко и С. Е. Апрелкову, 1962 г.

тельными свитами: вилючинской (олигоцен — нижний миоцен) и паратунской (нижний миоцен). Эти свиты четко различаются как по содержащимся в них фаунистическим комплексам, так и по литологическому составу (рис. 19).

Анавгайская серия

Крапивнинская свита (олигоцен — нижний миоцен) является нижним подразделением анавгайской серии. Породы свиты широко распространены на западном склоне Ганальского хребта, в Быстринском хребте и у тихоокеанского берега к югу от г. Петропавловска. Они занимают также значительные площади в центральной части Сре-

http://jurassic.ru/

динного хребта (горстовые хребты Козыревский и Быстринский) и обнажаются в ядрах антиклинальных поднятий на дальнейшем северо-восточном продолжении Корякско-Камчатского антиклинория. В разрезе свиты преобладают разнообразные эффузивы, преимущественно андезитового и андезито-базальтового, частично базальтового состава, их туфы, туфогенные песчаники и алевролиты.

Впервые палеонтологически охарактеризованные отложения крапивнинской свиты в южной части Камчатки были установлены В. П. Мокроусовым и Л. И. Тихомировым в бассейне р. Быстрой, по ее левым притокам—Вактан Ганальский и Вактан Малкинский. В собранной Л. И. Тихомировым коллекции остатков фауны оказались: *Laevicardium* sp., *Taras (Taras) harfordi* (F. And.), *T. orbellus* (Gld.), *Macoma* cf. *lacumensis* Laut., *Macoma* cf. *osakaensis* L. Krisht., *Mactra (Mactra) asymmetrica* L. Krisht., *M. (Mactra) kavakamiensis* L. Krisht., *Laternula* cf. *korniana* L. Krisht., *Mya* ex gr. *sertunayensis* Laut., *Volsella* sp. По заключению К. П. Евсеева, этот комплекс фауны сходен с фауной такардайской свиты Южного Сахалина, относящейся к низам нижнего миоцена и к верхнему олигоцену. В тех же отложениях Л. И. Тихомировым обнаружены остатки широколиственных *Betula, Alnus, Ulmus, Corylus* и обломок стебля злака *Phradmites*.

В последующем сборы остатков фауны на левобережье р. Быстрой были повторены М. М. Лебедевым (1959 г.). А. Д. Кочеткова, определявшая фауну, приводит следующий список: *Acila (Truncacila)* cf. *pugetensis* (Clark), *Nuculana (Sacella)* sp. (cf. *N. crassatelloides* Laut.), *Yoldia (Cnesterium) nairoensis* Evseev, *Pecten* sp., *Laevicardium* sp., *Macoma* ex gr. *simizuensis* L. Krisht., *M. osakaensis* L. Krisht., *M. calcarea* Gmel., *Macoma* sp. (напоминает *M. balthica* L.), *Fucinus* sp., *Acmaea* sp. Эти остатки позволяют говорить, с некоторой долей условности, о нижнемиоценовом возрасте пород.

Взаимоотношения крапивнинской свиты с более древними образованиями, в частности, с верхнемеловой(?) кирганикской толщей, точно не выяснены. Выявление контакта этих двух вулканогенных толщ затрудняется сходством их состава. По данным Я. Ш. Геворкяна (1959 г.), в верховьях правого притока р. Кирганика — р. Озерновской — нижние слои анавгайской серии лежат на кирганикской толще с угловым несогласием. Подобное же взаимоотношение между толщами наблюдал В. М. Лукьянов (1960 г.) в верховьях р. Богдановской. Очень сильная дислоцированность пород не позволила, однако, Я. Ш. Геворкяну и В. М. Лукьянову отчетливо наблюдать взаимоотношения между вулканогенными толщами.

Разрез крапивнинской свиты наиболее подробно изучен В. К. Ротманом в 1960 г. на западном склоне Ганальского хребта.

Нижняя, вулканогенная, часть свиты мощностью около 400 *м* обнажается по рекам Вактан Ганальской и Воеводской (рис. 20).

В основании толщи лежат потоки спилитовых порфиритов с гломеропорфировыми скоплениями олигоклаза. Основная масса пород представляет собой бурое эпидот-хлоритовое вещество с отдельными лейстами альбита; по трещинкам развиваются эпидот и карбонаты.

Выше залегают туфы, туфогенные алевролиты, песчаники и гравелиты, туфоконгломераты с обломками андезитовых лав и примесью вулканического пепла андезитового состава. Андезиты в обломках плагиоклаз-авгитовые, миндалекаменные, иногда невадитового типа. Все породы сильно пропилитизированы, особенно вблизи разломов. Встречаются обугленные растительные остатки, а также слои углистых алевролитов. В туфогенных породах содержатся остатки фауны: *Cardita vagisana* Kogan, *Cardita* sp., *Clinocardium kinsimarae* Mak., *Clino-*

http://jurassic.ru/

cardium cf. *asagaiense* Mak., *Papyridea matschigarica* Khom., *Papyridea* sp., *Macrocallista* sp., *Mya grewingki* Mak., *Mya* cf. *paternalis* Mat., *Cryptomya* sp., *Neaera* (?) sp., *Turritella* cf. *poronaiensis* Takeda и др.

Характерно, что более мелкообломочные и менее туфогенные породы состоят преимущественно из обломков метаморфических пород, слагающих соседний Ганальский хребет. В туфах же и туфоконгломератах гальки и валуны состоят из вулканических пород. Это говорит, по мнению В. К. Ротмана, о том, что в периоды вулканических пауз питание осадками происходило за счет размыва массива метаморфических пород Ганальского хребта, в периоды же усиления вулканической деятельности размыву подвергались выраставшие вулканические постройки. Таким образом, вулканическая деятельность в крапивнинское время происходила в условиях временно возникавших вулканических островов.

Верхняя, вулканогенно-осадочная, часть крапивнинской свиты, связанная с нижней постепенным переходом, имеет мощность приблизительно 800 *м*. Она изучена В. К. Ротманом по р. Прошке.

Толща сложена туфопесчаниками с прослоями туфогравелитов и туфоконгломератов; встречаются иногда мергелистые конкреции. Туфопесчаники зеленовато-серые, плотные, состоящие из угловато-окатанных обломков основной массы пропилитизированных андезитов; цемент — более мелкий вулканический материал андезитового состава. В туфопесчаниках содержатся линзы и слои туфогравелитов, состоящие из обломков различных андезитов и более редко встречающихся галечек габбро-диоритов. Таким образом, верхняя часть свиты сложена преимущественно вулканическими породами, образовавшимися, по-видимому, за счет рызмыва и переотложения на небольших расстояниях вулканиче-

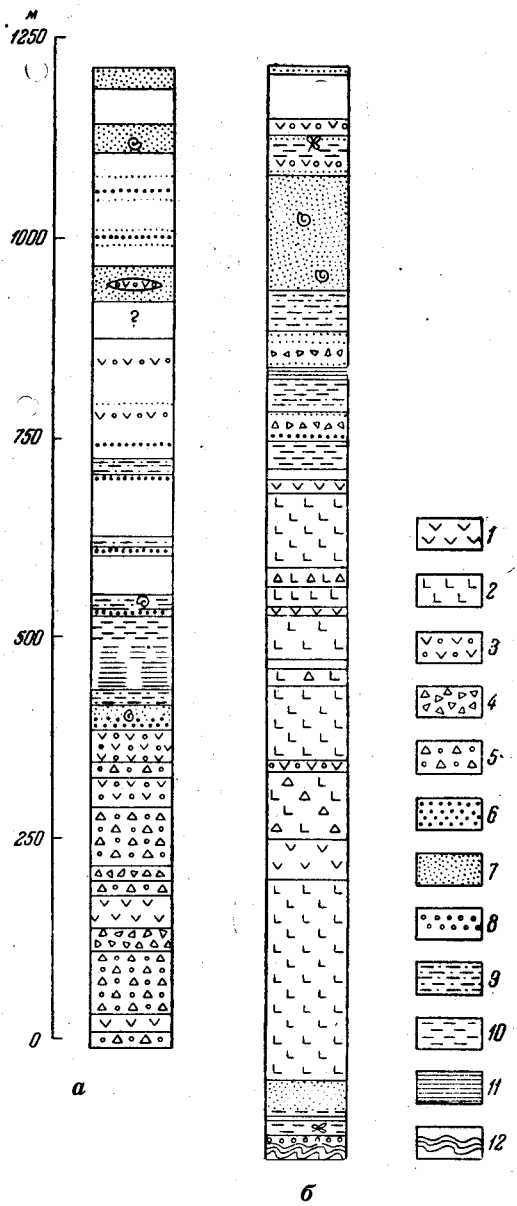


Рис. 20. Разрезы палеоген-неогеновых толщ Центральной Камчатки. По В. К. Ротману

а — разрез крапивнинской свиты по рекам Воеводской, Вакган Ганальский, Средней; *б* — разрез березовской свиты по рекам Лунтос и Кагнисин
1 — андезиты; *2* — дациты, андезито-дациты; *3* — туфоконгломераты основного состава; *4* — туфы андезитовые и дацитовые; *5* — туфы с валунами эффузивных пород; *6* — туфогравелиты; *7* — туфогенные песчаники; *8* — конгломераты; *9* — туффиты алевропсаммитовые; *10* — туффиты алевритовые; *11* — аргиллиты; *12* — метаморфические породы

http://jurassic.ru/

ского материала, заимствованного из уже сформировавшихся вулканических островов.

В средней части крапивнинской свиты, переходной от нижней к верхней толще, в туфопесчаниках наряду со своеобразными малорослыми формами фауны содержатся остатки: *Cardita vagisana* Kogan, *Cardita* sp., *Clinocardium kinsimarae* Mak., *Clinocardium* cf. *asagaiense* Mak., *Papyridea matschigarica* Khom., *Mya (Arenomya) grewingki* Mak., *Turritella* cf. *poronaiensis* Takeda.

В туфопесчаниках более высоких горизонтов верхней части свиты обнаружены остатки: *Acila (Truncacila)* sp., *Yoldia tigilensis* Slod., *Pecten (Patinopecten)* aff. *paraplebejus* Nomura et Nata, *Nuculana* ex gr. *chehalisensis* (Weaver), *Nuculana* sp., *Crenella* sp., *Phacoides* (*Lucinoma*) cf. *otukai* Hatai et Nisijama, *Clinocardium* sp., *Laevicardium* sp., *Macoma arctata* (Conr.), *Macoma* aff. *osakaensis* L. Krisht., *Panomya elongata* Kanno, *Dentalium* sp., *Margarites* sp., *Neptunea* (?) sp.

Фауна средней части свиты, по мнению Л. В. Криштофович, представляет собой ассоциацию, характерную для мачигарского яруса нижнего миоцена и проявляющуюся в мачигарской, аракайской и гастелловской свитах Сахалина, а на Камчатке — в нижней части анавгайской серии р. Сухарики и в вулканогенно-осадочной толще р. Хайлюли.

Фаунистическая ассоциация более верхних горизонтов крапивнинской свиты состоит из видов, распространенных в нижнемиоценовых отложениях Западной Камчатки (аманинская свита), Сахалина (аракайская свита) и Японии (Неноками).

Хороший разрез крапивнинской свиты изучен Ю. В. Жегаловым в долине р. Быстрой, прорезающей Козыревский хребет. Нижняя часть крапивнинской свиты сложена здесь преимущественно андезитовыми пепловыми и кристалло-пепловыми туфами и туфобрекчиями. В плотных темных туфах по р. Быстрой Ю. В. Жегалов в 1954 г. обнаружил отпечатки палеогеновой(?) флоры, в том числе платанов. Палеогеновым, по мнению А. И. Мячиной, является и спорово-пыльцевой комплекс, содержащийся в туффитах нижней части крапивнинской свиты в бассейне р. Правый Кирганик.

Мощность нижней, преимущественно туфовой, толщи крапивнинской свиты, содержащей лишь маломощные (10—15 *м*) потоки эффузивов, в разрезе р. Быстрой составляет около 100 *м*, южнее она увеличивается до 200—300 *м* (Ю. В. Макаров, 1955 г.). Полнее нижняя часть свиты обнажается в более южных районах хребта, по р. Копылье, где мощность ее около 1000 *м*. Здесь в строении толщи увеличивается роль туфогенных песчаников.

Более высокие горизонты свиты сложены преимущественно пироксеновыми андезитами и андезито-базальтами с подчиненным количеством туфов и туфогенных песчаников.

Для эффузивов нижних потоков характерна зелноватая окраска, верхних — буроватая. Иногда в эффузивах развивается миндалекаменная текстура, нередка шаровая отдельность, свидетельствующая о подводных излияниях лав. Часто встречаются линзочки и неправильные включения красной кремнисто-гематитовой массы, представляющей собой скрытокристаллический кремнезем, насыщенный мелкими чешуйками гематита. Образование подобных «железистых роговиков» связано, очевидно, с поздневулканическими процессами в условиях подводной обстановки. Породы прорваны интрузивными массивами диоритов, гранодиоритов, монцонитов и часто рассекаются кварц-карбонат-

http://jurassic.ru/

ными и кварцевыми жилами, связанными с наложением гидротермальных процессов.

Мощность верхней части свиты составляет в Козыревском хребте 500—1000 *м*. Общая мощность свиты составляет 1200—2000 *м*.

В среднем течении р. Быстрой, к юго-востоку от с. Анавгай, В. К. Ротман в 1959 г. составил послойный разрез свиты общей мощностью 2800 *м*, причем нижняя, плохо обнаженная часть толщи осталась неописанной. Крапивнинская свита здесь сложена авгитовыми, двупироксеновыми и иногда амфиболовыми андезитами, крупнообломочными грубослоистыми туфами, туфоконгломератами. Они перекрываются с угловым несогласием кислыми эффузивами березовской свиты .

По петрографическому описанию В. К. Ротмана, эффузивы крапивнинской свиты характеризуются микропойкилитовой и микролитовой структурами основной массы, обычно значительно измененной. Наиболее типичные преобразования основной массы состоят в ее окварцевании, иногда основная масса замещается цеолитами. Плагиоклаз в андезитах обычно представлен андезином — лабрадором № 50—59, моноклинный пироксен — авгитом, ромбический — гиперстеном, амфибол — бледно-зеленой роговой обманкой. К числу обычных вторичных изменений лав относятся деанортизация плагиоклаза с образованием альбита и карбонатов и хлоритизация темноцветных минералов. Туфы чаще литокристалловые, с хлорито-карбонатным цементом. Вулканогенно-осадочные породы представлены валунами и галькой андезитов, сцементированными переотложенным туфовым материалом.

Химический состав андезита крапивнинской свиты из бассейна р. Быстрой следующий (в %): SiO_2 51,64; TiO_2 0,68; Al_2O_3 17,38; Fe_2O_3 3,78; FeO 4,52; MnO 0,10; MgO 5,60; CaO 6,68; Na_2O 2,90; K_2O 2,50; H_2O 1,06; п. п. п. 3,36.

Сходный характер крапивнинская свита имеет в бассейне р. Сухарики, где в большом количестве появляются туффиты. В обнажениях у западного склона горы Ахтанг Ю. В. Макаров (1956 г.), а затем В. К. Ротман (1960) обнаружили в туффитах остатки фауны: *Acila (Acila) sinnaiensis* L. Krisht., *Cardita* cf. *vagisana* Kogan, *Clinocardium asagaiense* (Mak.), *Balanus* sp.

Туфогенно-осадочные породы — аналоги крапивнинской свиты — наблюдаются также на южном продолжении Центрально-Камчатской зоны между с. Малка и г. Петропавловском и к югу от г. Петропавловска у тихоокеанского берега. В этом районе в результате работ С. Е. Апрелкова в 1960—1961 гг., В. Н. Бондаренко в 1959—1960 гг. появилась возможность, как отмечалось выше, расчленения нижней части анавгайской серии (соответствующей в других районах крапивнинской свите) на две самостоятельные стратиграфические единицы— вилючинскую и паратунскую свиты.

Фаунистически охарактеризованные отложения вилючинской свиты были описаны С. Е. Апрелковым в бассейне р. Вилючи и по р. Левой Быстрой. Разрез нижней части свиты отличается грубым гранулометрическим составом. Снизу вверх по р. Левой Быстрой обнажаются:

1. Галечниковые и валунные конгломераты с прослоями полимиктовых грубозернистых песчаников. В галечниковых конгломератах, залегающих в основании разреза, галька представлена в основном кремнистыми и туфогенными породами ирунейской свиты, кварцем и биотитовыми гранитами. В прослоях песчаников отмечаются ракушняковые слои с *Ostrea* sp. indet., по мнению В. М. Гладиковой, палеогенового облика . . . . . 300 *м*

2. Туфогенные песчаники и алевролиты с частыми прослоями брекчий, состоящих из обломков андезитов, диоритов, кварца, песчаников, псефитовых

http://jurassic.ru/

туфов . . . . . 100 *м*

Верхняя часть разреза свиты, обнажающаяся в бассейне р. Левой Быстрой, по кл. Васильевскому, сложена премущественно тонкопереслаивающимися туфогенными песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Последовательность пород здесь следующая:

3. Темно-серые песчаники, алевролиты и аргиллиты с редкими прослоями гравелитов и светло-серых песчаников. В алевролитах содержится фауна, типичная для мачигарского яруса о. Сахалина: *Yoldia matschigarica* (Laut.), *Clinocardium* cf. *asagaiense* (Mak.), Mya sp. (по очертаниям похожа на *M. itousiensis* Laut.), *Dentalium* sp. и др. . . . . 550 „

4. Чередующиеся темно-серые, иногда черные алевролиты, песчаники и аргиллиты . . . . . 200 „

5. Светло-серые и серовато-зеленые, средне- и мелкозернистые песчаники и алевролиты с преобладанием песчаников . . . . . 200 „

Общая (неполная) мощность разреза свиты 1350 *м*.

Фауна, характерная для среднего и верхнего олигоцена, обнаружена также по р. Малой Саранной, где встречены: *Yoldia takaradaiensis* L. Krisht., а в устье р. Большой Вилюй (у горы Медвежьей) — *Variamussium pillarense* Slod. и остатки панцирей ежей, чешуи и скелетов рыб. Возраст свиты, таким образом, олигоцен-нижнемиоценовый.

Северо-западнее, по р. Тахколоч разрез вилючинской свиты, по В. Н. Бондаренко, имеет следующий вид:

1. Переслаивание вулканических гравелитов, псаммитовых и алевритовых туфов, состоящих из пелитоморфного вещества, цементирующего обломки стекла и кристаллов плагиоклазов, кварца, пироксена . . . . . 370 *м*

2. Чередование алевритовых туфов с туфогенными песчаниками. В обнажениях по рекам Ольховой и Тахколоч в песчаниках обнаружены остатки фауны: *Acila* sp., *Glycymeris* sp., *Palliolum* (*Delectopecten*) aff. *pedroanus* (Trask) var. *peckhami* (Gabb), *Cardita* sp., *Laevicardium* sp., *Macrocallista* sp. (aff. *M. furtiva* Yok.), *Tellina* sp. (cf. *Tellina aragonia* Dall), *Tellina* aff. *chibana* Yok., *Macoma* cf. *simizuensis* L. Krisht., *Macoma* aff. *kirkinskayae* L. Krisht., *Macoma* cf. *osakaensis* L. Krisht., *Mya* aff. *ochotica* L. Krisht., *Epitonium* (*Boreoscala*) aff. *condoni* Dall. По мнению В. М. Гладиковой, фауна имеет нижнемиоценовый облик . . . . . 420 „

В. М. Никольским отложения вилючинской свиты были изучены в 1954 г. в береговых обрывах бухт Жировой и Вилючинской. Главное участие в сложении свиты здесь принимают: черные плотные аргиллиты и алевролиты с мергелистыми конкрециями, иногда с прожилками черного битуминозного кальцита; зеленые порфириты; псаммитовые и алевритовые туфы, пронизанные кальцитовыми прожилками; туфогенные известняки, в которых пирокластический и обломочный материал сцементирован кальцитом; тонкослоистые туфогенные песчаники и алевролиты с растительными остатками и прослоями графитизированного угля; пестрые андезито-базальтовые лавобрекчии зеленой, малиновой и кремово-фиолетовой окраски; альбитофиры. Общая мощность толщи более 2000 *м*. В туфогенных известняках содержатся остатки фауны: *Pecten* (*Chlamys*) cf. *sespeensis* Arnold, *Papyridea harrimani* Dall, *P. matschigarica* Khom., *Sanguinolaria* sp.

По заключению А. П. Ильиной, толща, содержащая фауну, может быть условно сопоставлена с мачигарской свитой Сахалина (нижний миоцен). Нижняя(?) часть толщи с преобладанием черных аргиллитов и алевролитов относится, возможно, к верхнему олигоцену.

Согласно, но с небольшим размывом, вилючинская свита перекрыта паратунской свитой, состоящей главным образом из вулканогенных пород: андезитов, базальтов, туфов, туффитов.

Лучший разрез паратунской свиты описан С. Е. Апрелковым (1960, 1961 гг.) по левым притокам р. Паратунки (реки Средний Ручей, Правая Быстрая), где наблюдается следующее переслаивание:

http://jurassic.ru/

1. Туфогенные мелкогалечниковые конгломераты с андезитовой галькой 30 *м*
2. Переслаивающиеся туфогенные песчаники, гравелиты, конгломераты; мощность отдельных слоев 0,7—5,0 *м* . . . . . 80 „
3. Туфогенные песчаники с прослоями гравелитов . . . . . 60 „
4. Туфогенные грубозернистые песчаники с редкими прослоями гравелитов и псефитовых туффитов. Фауна: *Pecten* (*Chlamys*) aff. *iwakianus* Yok., *Macoma* sp. (cf. *M. sejugata* Yok.), *Mya* cf. *grewingki* Makiyama. По мнению В. М. Гладиковой, фауна имеет нижнемиоценовый возраст . . . . . 140 „
5. Темно-серые с зеленоватым оттенком или вишнево-бурые псефитовые и псаммитовые туфы с четырьмя потоками андезитов . . . . . 170 „
6. Переслаивающиеся (0,1—1,0 *м*) псефитовые, псаммитовые и алевропелитовые туфы . . . . . 330 „

Общая мощность разреза 910 *м*.

В верховьях р. Гришкиной разрез паратунской свиты, по В. Н. Бондаренко, имеет следующий вид:

1. Переслаивание андезитовых лавобрекчий, псефитовых туфов с отдельными прослоями туфогенных песчаников . . . . . 140 *м*
2. Чередование псефитовых андезитовых туфов с туфогенными песчаниками; имеются прослои алевролитов . . . . . 80 „
3. Черные алевролиты с редкими прослоями серых полимиктовых песчаников . . . . . 60 „

Общая мощность 280 *м*.

Выше наблюдаются отложения березовской свиты, лежащие на описанных породах с резким угловым несогласием.

В бассейнах рек Банной и Сарайной паратунская свита представлена переслаивающимися туфогенными песчаниками и алевролитами; в породах имеются тонкие (2—3 *см*) угольные слойки, многочисленные дайки альбитофиров и остатки фауны: *Yoldia* aff. *kovatschensis* Slod., *Y. angusta* L. Krisht., *Cardita nairoensis* Ilyina, *Liocyma furtiva* Yok., *L. furtiva* Yok. var. *nairoensis* Ilyina. Фауна, по мнению В. М. Гладиковой, свидетельствует о нижнемиоценовом возрасте осадков.

Общая мощность свиты 1200—1250 *м*.

Сходный состав олигоцен-нижнемиоценовых отложений сохраняется на юго-восточном побережье Камчатки к югу от бухты Вилючинской. В. Я. Степанов и С. Е. Апрелков отмечают развитие здесь туфобрекчий, туфов, измененных базальтов, альбитофиров, туфогенных песчаников и алевролитов, содержащих линзы графитизированного угля (рис. 21). Мощность толщи около 2000 *м*. Она перекрывается с угловым несогласием среднемиоценовыми образованиями.

М. А. Фаворская и И. К. Волчанская к югу от Петропавловска, в районе оз. Тополового и бухты Саранной, разделили олигоцен-нижнемиоценовые отложения на две подсвиты, нижняя из которых отнесена к верхнему олигоцену—нижнему миоцену, верхняя—к более высоким частям нижнего миоцена. Нижняя подсвита сложена эффузивами и туфами преимущественно основного состава, а также различными значительно измененными туфогенными породами (туфогенные песчаники, черные скорлуповатые алевролиты и аргиллиты и др.); наблюдавшаяся ее мощность более 500 *м*. В верхней подсвите, связанной с нижней постепенными переходами, преобладают туфогенные песчаники с обломками кислых эффузивов, литическими туфами кварцевых порфиров и альбитофиров. Для верхней подсвиты также характерны сильные вторичные изменения (альбитизация, окварцевание, карбонатизация); мощность ее 400—500 *м*. В верховье р. Саранной в туфогенных породах верхней подсвиты М. А. Фаворская обнаружила типичный нижнемиоценовый (мачигарский) фаунистический комплекс: *Yoldia* ex gr. *kovatschensis* Slod., *Yoldia* ex gr. *caudata* Khom., *Y. nihvensis* Simo-

http://jurassic.ru/

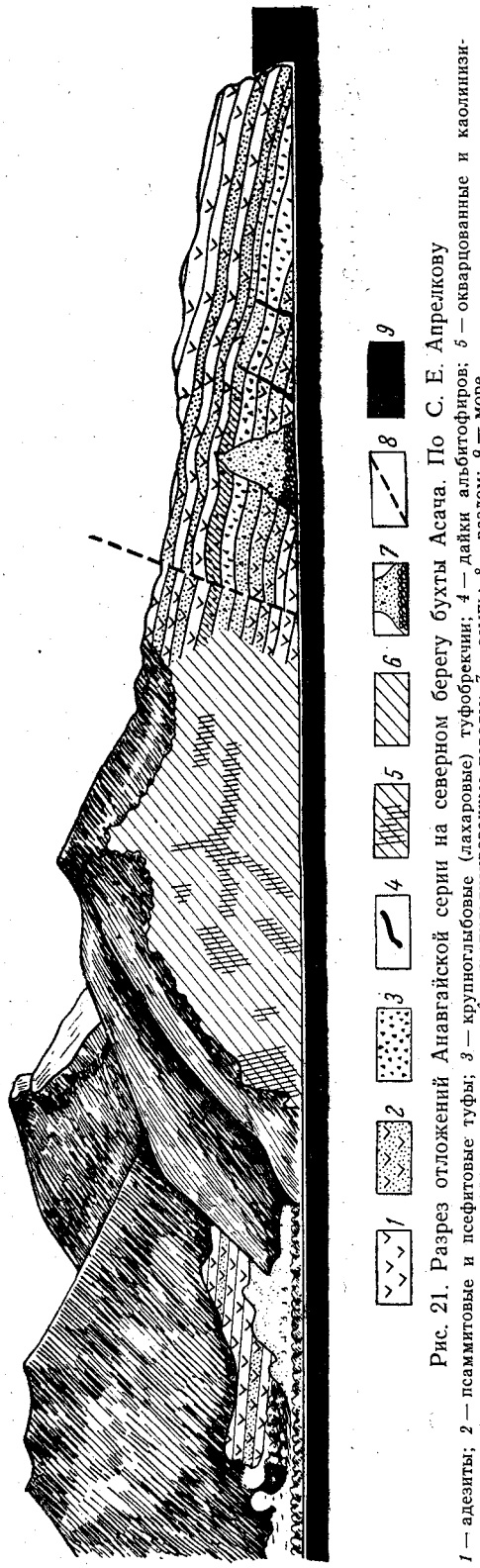


Рис. 21. Разрез отложений Анавгайской серии на северном берегу бухты Асача. По С. Е. Апрелкову

1 — адезиты; *2* — псаммитовые и псефитовые туфы; *3* — крупноглыбовые (лахаровые) туфобрекчии; *4* — дайки альбитофиров; *5* — окварцованные и каолинизированные породы; *6* — пропилитизированные породы; *7* — осыпь; *8* — разлом; *9* — море

nova, Y. praecaudata Evseev, *Yoldia* sp. indet., *Cardita* sp., *Crepidula* sp.

На водоразделе рек Малой Саранной и Средней Саранной из более верхних слоев той же толщи собраны остатки фауны: *Yoldia caudata* Khom., *Yoldia* ex gr. *nitida* Slod., *Yoldia* sp. (*Yoldia* ex gr. *multidentata* Khom.), *Yoldia* sp. indet., *Nuculana* (*Sacella*) *crassatelloides Laut., Malletia inermis* (Yok.) var. *egregia* L. Krisht. По заключению Н. К. Архангельского, сходные виды *Yoldia* встречаются в аманинской и низах гакхинской свит Западной Камчатки (нижний миоцен до низов среднего миоцена).

К. В. Прохоровым приводится химической состав андезита из олигоцен-нижнемиоценовой толщи бухты Большой Саранной (в %): SiO_2 53,56; TiO_2 0,84; Al_2O_3 18,83; P_2O_5 0,26; Fe_2O_3 4,0; FeO 4,61; MnO 0,24; MgO 3,96; CaO 9,26; Na_2O 3,25; K_2O 0,38; H_2O 0,07; H_2O^+ 0,67; CO_2 0,34.

Состав альбитофира из верхней подсвиты (обнажения бухты Большой Саранной) по М. А. Фаворской (в %): SiO_2 74,24; TiO_2 0,26; Al_2O_3 13,05; Fe_2O_3 0,95; FeO 0,75; MnO 0,98; MgO 0,74; CaO 0,7; Na_2O 5,0; K_2O 3,07; H_2O^- 0,28; H_2O^+ 1,06; CO_2 0,1 (аналитик Л. П. Царева).

Таким образом, в пределах всей Центрально-Камчатской зоны олигоцен-нижнемиоценовые отложения сохраняют свой характер, представляя собой преимущественно вулканогенные породы андезитового и базальтового состава с примесью грубого обломочного материала и с развитием в наиболее прогнутых частях прогиба черных аргиллитов и алевролитов. Для отложений характерны альбитофиры, за-

http://jurassic.ru/

нимающие, по-видимому, в разрезе определенное стратиграфическое положение, соответствующее самому нижнему миоцену. По своему составу толща близка к спилито-кератофировой формации и напоминает миоценовую формацию зеленых сланцев Японии. Намечается возможность расчленения толщи на две подсвиты, нижняя из которых сложена вулканическим материалом преимущественно основного состава, в верхней же преобладают туфы и туфогенные породы кислого состава. Вопрос о возрасте этих подсвит еще не может быть решен окончательно.

Березовская свита (нижний? и средний миоцен). Толща кислых эффузивов и туфов, относящихся к березовской свите, в Центрально-Камчатской зоне пользуется широким распространением. Некоторыми исследователями эта толща причленялась ранее к вышележащей алнейской серии, а иногда даже относилась к четвертичным образованиям.

Кислые эффузивы и туфы березовской свиты распространены на левобережье р. Кирганик, на водоразделе рек Озерновской и Березовской, в верховьях р. Облуковины, по р. Элкевая. У перевала Оганчи (между истоками рек Озерновской Кирганикской и Облуковины) на сильно дислоцированных и пропилитизированных эффузивах анавгайской серии лежат менее дислоцированные и неизмененные породы кислой эффузивной толщи. Это явление косвенно указывает на несогласие между ними.

В нижнем течении р. Элкевая березовская свита, по В. К. Ротману, сложена биотитовыми и биотито-афмиболовыми андезито-дацитами, литокристалловыми и литическими туфами, туфоконгломератами, туфогенными песчаниками; в песчаниках встречаются растительные остатки. Неполная обнаженная мощность свиты 300 *м*.

В бассейне р. Копылье наряду с покровами дацитов в березовской свите присутствуют также интрузивные залежи дацитов (В. К. Ротман).

В 1959 г. сходные породы были встречены М. М. Лебедевым на правом берегу р. Быстрой, где они слагают восточные предгорья Срединного хребта, протягиваясь полосой через средние течения рек Утудумиц, Кагнисин, Лунтос. В туфогенных породах содержатся маломощные пласты каменного угля, остатки листьев и фауны; по фаунистическим остаткам возраст толщи определен как миоценовый. В 1960 г. третичные отложения этой площади были изучены более подробно В. К. Ротманом. Разрез березовской свиты здесь распадается на две части, в нижней из которых преобладают андезитовые и дацитовые лавы и туфы, а в верхней — вулканогенно-осадочные породы. Мощность первой составляет около 800 *м*, второй 500 *м*; переходы между толщами постепенные.

По данным В. К. Ротмана, среди эффузивных пород березовской свиты преобладают дациты, подчиненную роль играют андезито-дациты и роговообманковые андезиты. Текстура пород часто флюидальная, структура порфировая, основная масса фельзитовая, микролитовая, кристаллитовая и гиалопилитовая. Вкрапленники представлены зональным плагиоклазом, базальтической роговой обманкой и биотитом; плагиоклаз в центральной части кристаллов более основной (андезин—лабрадор), в периферической более кислый (андезин). Из акцессорных минералов часто встречается апатит. Химический состав эффузивов березовской свиты приводится в табл. 6.

Туфы свиты литокристалловые с обломками дацитов, а также кристаллов плагиоклазов, роговой обманки и биотита; в цементе присутствуют лимонит и карбонаты.

http://jurassic.ru/

Туфоконгломераты представляют собой плохо сортированные по размеру и полуокатанные валуны и гальку преимущественно дацитов, сцементированные туфами и туффитами.

Таблица 6

Химический состав эффузивов березовской свиты (по В. К. Ротману)

Компоненты	Содержание, %		
	1	2	3
SiO_2	58,76	59,60	66,54
TiO_2	0,54	0,96	0,26
Al_2O_3	15,77	17,72	16,14
Fe_2O_3	5,81	5,46	1,44
FeO	0,80	0,58	1,44
MnO	0,13	0,14	0,10
MgO	3,89	2,31	0,96
CaO	6,12	4,84	2,33
Na_2O	4,49	4,48	4,57
K_2O	2,09	1,98	3,94
H_2O	0,40	1,00	0,07
P_2O_5	0,12	—	0,05
П.п.п.	0,89	1,06	0,74
Сумма . . .	99,82	100,13	98,58

1 — амфиболовый андезит, бассейн р. Элкевая; 2 — амфиболовый андезито-дацит, район перевала Оганчи; 3 — биотитовый дацит, бассейн р. Элкевая.

Туфогенные породы верхней части толщи относятся в основном к алевритовым туффитам, содержащим местами прослои углистых алевролитов.

В верхней толще по ключу Накальному обнаружены следующие остатки фауны: *Acila (Truncacila)* cf. *oyamadensis* Hirayama, *A. (Truncacila)* cf. *osugii* Takeda, *A. (Truncacila)* cf. *hamiltonensis* Clark, *Cardita* sp., *Phacoides (Lucinoma)* sp., *Chione (Mercenaria) kurosawai* Kanno, *C. (Securella) postostriata* Kanno, *C. (Gnidiella) trigonata* Kanno, *Mactra (Spisula)* cf. *vagisana* Laut., *Mya (Arenomya) grewingki* Mak., *M. (Arenomya) grewingki* Mak. var. *elongata* Nagao et Jnove. Для этого комплекса характерно присутствие тепловодных моллюсков из рода *Chione* (подрода *Securella, Gnidiella, Mercenaria),* главное распространение которых связано с неогеновыми отложениями. По мнению Л. В. Криштофович, фауна характеризует включающие ее отложения как нижний — средний миоцен.

Растительные остатки из верхней туфогенной толщи (ключи Угольный и Начальный) были изучены М. И. Борсук, определившей *Equisetum arcticum* Heer, *Salix* cf. Reana, *Phragmites* sp., *Corylus Macquarii* (Forb.) Heer, *Corylopsis* sp., *Ostrya* sp. Бедность родового состава комплекса, отсутствие в нем теплолюбивых растений, характер-

http://jurassic.ru/

ных для палеогена и раннего миоцена, говорят, по мнению М. И. Борсук, о молодом, не древнее чем среднемиоценовом, возрасте отложений.

Южнее, в верховьях рек Сокоч, Ключевки, Поперечной, сходные отложения описаны М. М. Лебедевым в 1957 г.

Верхняя часть водораздела между указанными речками сложена толщей мощностью в несколько сот метров, состоящей из витрофировых дацитов, опок, белесоватых туфогенных песчаников с флорой. Породы залегают на пироксеновых андезитах. Для нижней части толщи характерен слой опоковидных пород мощностью в несколько десятков метров, похожих на опоки нижней части неогеновых отложений, залегающих по другую сторону Срединного Камчатского массива, в Большерецкой впадине (среднемиоценовая вивентекская свита). По органическим остаткам удалось лишь определить третичный возраст толщи.

Вероятный среднемиоценовый возраст, по мнению М. И. Борсук, имеют и остатки флоры, собранные В. К. Ротманом в 1961 г. из туфогенных пород березовской свиты по р. Анавгай. Этот комплекс представлен: *Salix* sp., *Populus glandulifera* Heer, *P. balsamoides* Goepp., *Corylus macquarrii* (Forb.) Heer, *Betula prisca* Ett., *B. mioluminifera* Hu et Chaney, *Betula* sp., *Alnus sachalinsis* Baik. et Potap., *A. subcordata* (Borssuk), *Ostrya humilis* Sap., *Fagus antipovii* Heer, *Fraxinus* sp., *Spiraea* sp., *Sorbus kamtschatica* (Borssuk), *Rhus* sp., *Acer subpictum* Sap., *A. nordenskioldii* Nath., *A. giganteum* Goepp., *Tilia* sp. По составу флора очень близка и, по-видимому, одновозрастна с миоценовой флорой залива Корфа и содержит много общих видов с верхнедуйской флорой Сахалина. Как отмечает М. И. Борсук, «более молодые, позднемиоценовые и плиоценовые флоры, известные из ряда местонахождений Камчатки, отличаются от рассмотренной как своим систематическим (в основном видовым) составом, так и более определенно выраженным типом растительности холодноумеренного и холодного климата».

В более южных районах Центрально-Камчатской зоны отложения березовской свиты описаны под различными наименованиями А. Е. Святловским, В. А. Ярмолюком, В. Н. Тихоновым и В. Н. Бондаренко.

А. Е. Святловский в 1947 г. выделил в разрезе Южно-Быстринского хребта начикинскую свиту, сложенную туфогенными песчаниками, авгитовыми порфиритами, туфами амфиболо-плагиоклазовых порфиритов; собранная им в этих породах фауна имеет, по Л. В. Криштофович, среднемиоценовый возраст. Свита обнажается в верховьях р. Ольховой, на перевале рек Ольховой и Паратунки, Ольховой и Тополовой и в других пунктах. Она условно параллелизуется Л. В. Криштофович с тюшевской свитой Восточной Камчатки.

В. А. Ярмолюк в 1952 г. толщу туфогенных песчаников, алевролитов, светлых туфов с миоценовой фауной, развитую на восточном склоне и у южного окончания Срединного хребта, также называл начикинской свитой. В. Н. Тихонов под наименованием начикинской свиты в 1958 г. описал толщу, местами флишоидную, туфогенных песчаников, алевролитов, туфов, мелкогалечниковых конгломератов, содержащих конкреции мергеля и нижне-среднемиоценовую фауну. Хорошие разрезы этой толщи мощностью 700—800 *м* имеются в верховьях р. Поперечной.

По литологическому составу, фауне, положению в общем разрезе начикинская свита уверенно сопоставляется с березовской свитой более северных районов Центрально-Камчатской зоны.

http://jurassic.ru/

По наблюдениям В. Н. Бондаренко (1959 г.), в междуречье Банной и Карымчиной эффузивно-пирокластическая толща березовской свиты лежит с угловым несогласием на палеоген-нижнемиоценовых туфогенно-осадочных породах. В среднем течении р. Банной березовская свита сложена внизу игнимбритами, андезито-дацитовыми лавами, лавобрекчиями, туфами, туфогенными песчаниками; мощность этой части свиты около 800 *м*. Выше лежат липариты и липаритовые лавобрекчии мощностью 350 *м*. В Южно-Быстринском хребте березовская свита представлена туфогенно-осадочной толщей, сложенной туфогенными песчаниками, алевролитами с прослоями туфов и банками ракушняков. Большая коллекция остатков фауны, собранная В. Н. Бондаренко, предварительно изучена В. М. Гладиковой, описавшей в ней типичный среднемиоценовый комплекс из более чем 30 видов; наиболее характерными являются: *Acila (Truncacila)* cf. *pugetensis* Clark, *Chione* cf. *ensifera* (Dall), *Tellina* cf. *puchlensis* Slod., *Mya* cf. *sertunayensis* Laut.

На дальнейшем продолжении Центрально-Камчатской зоны южнее г. Петропавловска сходные с березовской свитой породы выделены в третичном разрезе К. А. Беляевым (в 1940 г.), В. Я. Степановым (в 1946 г.), А. Ф. Марченко (в 1954 г.), С. Е. Апрелковым (в 1960 г.), М. А. Фаворской и И. К. Волчанской (в 1961 г.) и др.

К. А. Беляев в районе г. Петропавловска выделил в миоценовом разрезе три свиты, средняя из которых сложена белесоватыми туфогенными песчаниками и туффитами, похожими на воямпольские.

В. Я. Степанов среднемиоценовую эффузивно-туфовую толщу, лежащую с угловым несогласием на свите палеотипных эффузивов (олигоцен—нижний миоцен), выделил на юге Авачинской губы. В нижней части свиты, по описанию В. Я. Степанова, преобладают туфогенные песчаники и мелкогалечниковые конгломераты, выше лежит мощная (до 100 *м*) пачка туфов андезитового состава. Подчиненное значение в толще имеют лавы андезитовых порфиритов. Породы содержат большое количество мелких интрузивов разнообразного состава (диориты, диоритовые порфириты, монцониты и др.), а также экструзивы липаритов.

А. Ф. Марченко к среднемиоценовым образованиям отнес туфогенные песчаники и туфы, описанные им южнее бухты Безымянной, у оз. Пресного, на берегу бухты Медвежьей, к югу от оз. Большой Вилюй и в других пунктах. Толща представляет собой чередование слоев туфогенных алевролитов и песчаников с прослоями светлых туфов. В породах собрана фауна: *Acila conradi* (Meek), *Nuculana (Nuculana) pernula* (Mull.), *Yoldia cerussata* Slod., *Cardita* sp., *Mya arenaria* L. var. *japonica* Yay и др. Южнее Авачинской губы, на о. Старичкове, С. Е. Апрелковым в туфогенно-осадочных отложениях березовской свиты найдены остатки фауны *Palliolum (Delectopecten) pedroanus* (Trask) var. *peckhami* Gabb.

М. А. Фаворская, И. К. Волчанская у бухты Саранной описали среднемиоценовую вулканогенно-осадочную толщу мощностью до 400 *м*, залегающую несогласно на олигоцен-нижнемиоценовых образованиях. Толща сложена андезитами и дацитами, их туфами, туфогенными песчаниками и другими туфогенными породами. Для нее характерны пластообразные залежи (древние покровы) роговообманковых андезитов. В толще встречаются купола и некки роговообманковых андезитов, биотитово-роговообманковых дацитов и трахиандезитов. М. А. Фаворская приводит химический состав роговообманкового андезита (в %) из среднемиоценовой эффузивно-осадочной толщи (район оз. Тополового): SiO_2 57,96; TiO_2 0,69; Al_2O_3 17,35; Fe_2O_3 3,52; FeO 3,88; MnO

http://jurassic.ru/

0,18; MgO 2,87; CaO 5,87; Na_2O 4,06; K_2O 0,93; H_2O^- 0,20; H_2O^+ 2,00 (аналитик Л. П. Царева).

Таким образом, среднемиоценовые образования широко распространены в южной части Центрально-Камчатской зоны. Они представляют собой вулканогенные и прибрежно-морские туфогенные отложения, причем распространение вулканогенных пород ограничивается, по-видимому, западной частью зоны, т. е. полосой, прилегающей к глубинному разлому. Здесь вулканизм происходил преимущественно в субаэральных условиях и в межвулканических депрессиях накапливались туфогенные толщи с углями. К востоку вулканические породы сменяются морскими отложениями Центрального Камчатского прогиба.

В более северных районах Центрально-Камчатской зоны березовская свита описывается в большинстве случаев совместно с андезитовыми и базальтовыми породами анавгайской серии, хотя, по наблюдениям Ю. А. Новоселова (1960 г.), в бассейнах рек Караги и Оссоры среднемиоценовые кислые эффузивы отделяются от нижележащих третичных туфогенно-осадочных толщ угловым несогласием. Среднемиоценовые образования в северной части Срединного хребта представлены исключительно вулканическими породами преимущественно андезитового и андезито-дацитового состава, к которым примешиваются туффиты, содержащие местами миоценовую флору. Количество туфогенно-осадочных пород увеличивается, по-видимому, по направлению к Центральному прогибу. Мощность вулканогенной толщи, которая может быть сопоставлена с березовской свитой, достигает 1000 *м*. Более подробно она будет охарактеризована при описании третичных отложений бортовых частей Центрального Камчатского прогиба.

Алнейская серия

Породы алнейской серии впервые выделили в центральной части Срединного хребта в 1954 г. Ю. В. Жегалов и Ю. В. Макаров. Ю. В. Жегалов назвал их эффузивными аналогами седанкинского комплекса, Ю. В. Макаров—свитой липаритов, липарито-дацитов, дацитов и их туфов. Впоследствии они получили название алнейской серии, так как лучший разрез толщи составлен Л. И. Лапшиной, А. С. Апрелковой, К. П. Ржаницыным вблизи вулкана Алней в 1959 г.

Хотя непосредственные контакты алнейской свиты с нижележащими палеоген-миоценовыми отложениями наблюдались редко, по различной дислоцированности этих толщ можно сделать вывод об угловом несогласии между ними: углы падения слоев алнейской серии не более 10—15°, тогда как крутизна крыльев складок пород анавгайской серии нередко превышает 30—40°.

Изученный в районе вулкана Алней (в верховьях рек Половинки и Крюки) разрез части алнейской серии имеет общую мощность 900—1000 *м* и сложен главным образом базальтами, андезитами, андезито-дацитами и дацитами, игнимбритами[1], туфолавами и туфами.

В разрезе наблюдается следующее грубое чередование вулканических пород:

1. Туфобрекчии, представляющие собой нагромождение угловатых обломков, величиной от единиц до десятков сантиметров, базальтов и андезитов, сцементированных туфовым материалом того же состава. Сравнительно редко встречаются маломощные потоки андезитов и базальтов. В верхней части толщи развиты мелкообломочные туфы . 80—170 *м*

[1] Игнимбритами в данном случае (и в дальнейшем) называются спекшиеся туфы, а туфолавами — лавы, вспенившиеся при излиянии на поверхность.

http://jurassic.ru/

2. Чередование базальтов, андезитов и пирокластических пород. В толще, согласно перекрывающей нижележащие туфобрекчии, чередуются потоки лав мощностью до 25—30 *м*, слои туфобрекчий и псефитовых туфов . . . . . от 60 до 400 *м*

3. Тонкополосчатые туфы с пемзой и игнимбриты. Характерны хорошая сортировка и параллельная слоистость туфов, а также постоянное содержание обломков андезито-дацитовой и дацитовой пемзы. Иногда туфы состоят из одной пемзы. Игнимбриты имеют андезито-дацитовый состав и по простиранию переходят в витрокластические туфы . . . . . от 40 до 100 „

4. Частое чередование маломощных (3—10 *м*) потоков двупироксеновых андезитов и базальтов (долеритов). Реже встречаются андезито-дациты, возможно, слагающие экструзивные тела. Пирокластические породы (псефитовые туфы и туфобрекчии) образуют сравнительно маломощные промежуточные слои . . . . . от 100 до 300 „

5. Слоистые рыхлые туфы. В нижней части толщи лежат слоистые псаммитовые и псефитовые туфы грязно-желтой окраски. Вверху преобладают крупнообломочные темно-серые туфы, образующие причудливые столбообразные формы выветривания. Среди обломков преобладает пористое вулканическое стекло, реже встречаются обломки андезитов, базальтов, дацитов и кристаллов плагиоклазов и пироксенов от 120 до 200 „

6. Туфолавы, состоящие из кристаллов плагиоклаза и моноклинного пироксена, обломков стекла, сцементированных вулканическим стеклом с редкими микролитами плагиоклаза . . . . . около 100 „

В верховьях р. Крюки в прослое туфогенного песчаника найдена плиоценовая фауна.

По наблюдениям Л. И. Лапшиной, среди пород алнейской серии находится небольшой интрузивный массив диоритов.

Отложения алнейской серии хорошо изучены также Ю. В. Жегаловым (1957 г.) в бассейне р. Анавгай. В основании разреза здесь лежат базальты или базальтовые туфобрекчии мощностью 50—200 *м*. В южном направлении эти породы замещаются пемзовыми туфами андезито-дацитового состава мощностью от 200 до 600 *м*. Толща туфов отложилась в мелководной пресноводно-континентальной обстановке, о чем свидетельствует слоистость туфов, прослои в них конгломератов, наличие флоры и линз бурых углей.

Верхняя часть алнейской серии сложена чередованием потоков андезитов, андезито-базальтов, андезито-дацитов, их туфов и туфобрекчий (рис. 22). Мощность ее около 700 *м*. Общая же мощность алнейской серии в бассейне р. Анавгай составляет 1300—1500 *м*. Наибольшая мощность вулканогенных пород серии наблюдается в пределах Быстринского хребта; здесь же распространены и наиболее кислые по составу породы. К западу мощности пород резко сокращаются. Эту закономерность Ю. В. Жегалов связывает с расположением плиоценовых вулканов вдоль Быстринского хребта и далее, по простиранию той же зоны, вдоль Козыревского хребта.

Особенно развиты в алнейской серии липариты и кислые пемзы в верховьях рек Быстрой Козыревской, Быстрой Хайрюзовской, Копылье, Кимитиной, Сухарики. Здесь располагались центры эксплозивных извержений пемзы, мощность толщ которой достигает 100 *м* и больше. Характерны для этого вулканического узла также кислые флюидальные вулканические стекла, дацитовые и липарито-дацитовые игнимбриты, экструзии липаритов и липарито-дацитов, субвулканические диоритовые интрузии. Главная масса пемз, пемзовых туфов и игнимбритов наблюдается в верхней части алнейской толщи. Легкоплавучие обломки пемзы разносились далеко от мест ее извержения, обусловливая постоянную примесь к плиоценовым отложениям гальки белой тонковолокнистой липарито-дацитовой пемзы.

Южнее, в бассейне р. Кирганик, в верховьях р. Облуковины, широко распространены грубообломочные туфобрекчии с потоками базаль-

http://jurassic.ru/

товых лав небольшой мощности (чаще в несколько метров), местами — с косослоистыми конгломератами и песчаниками, образовавшимися за счет размыва вулканических пород (Ротман, 1959). Цемент туфобрекчий представляет собой туфовый материал с значительным содержанием монтмориллонита. Мощность подобных туфобрекчий около 200 *м*. Они прорываются дайками и экструзивными куполами роговообманковых андезитов. Куэстовые возвышенности, сложенные плиоценовыми туфобрекчиями с андезитовыми экструзивами, были приняты Д. С. Хар-

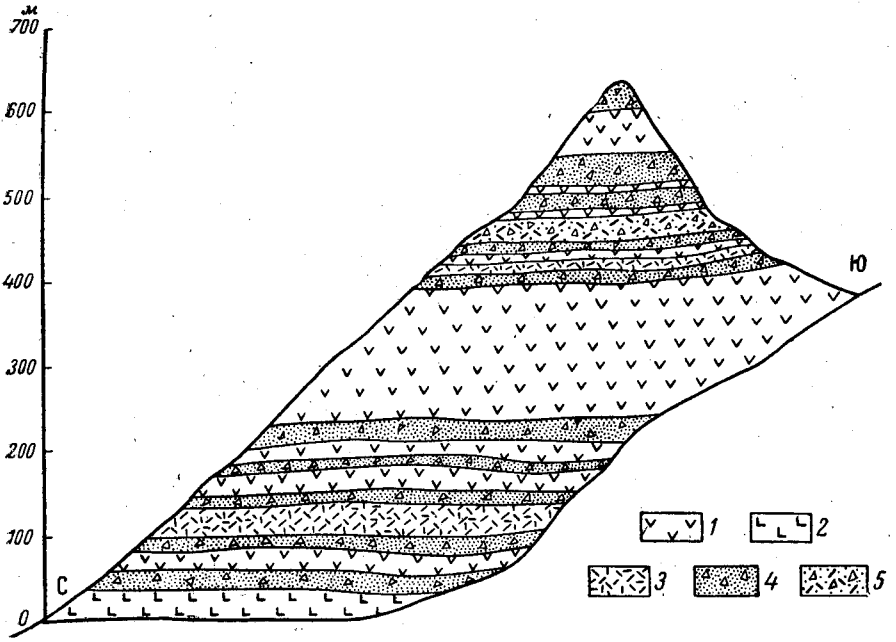


Рис. 22. Разрез отложений алнейской серии в верховьях р. Ипукин. По В. Н. Бондаренко

1 — андезиты; *2* — андезито-базальты; *3* — дациты; *4* — туфобрекчии андезитов и андезито-базальтов; *5* — туфобрекчии дацитов

кевичем (1940б) за остатки вулкана, названного именем академика Ф. Ю. Левинсона-Лессинга.

По петрографическим описаниям В. К. Ротмана эффузивных пород алнейской серии, большинство их представляет собой андезиты. В нижней части толщи лежат более основные, андезито-базальтовые лавы. Вкрапленники в андезито-базальтах представлены авгитом и плагиоклазом (битовнит), иногда к ним примешивается оливин, редко — гиперстен. Основная масса пилотакситовая, толеитовая или серийно-порфировая.

В средней части алнейской серии преобладают двупироксеновые андезиты с плагиоклазом ряда андезин—лабрадор. Основная масса андезитов серийно-порфировая, микродолеритовая, толеитовая, реже гиалопилитовая.

Верхняя часть алнейской толщи характеризуется присутствием наряду с андезитами туфолав, вулканических стекол, игнимбритов, пемзовых туфов андезито-дацитового и липарито-дацитового состава. Андезито-дациты имеют микрофельзитовую или кристаллитовую основную массу, содержат вкрапленники плагиоклаза, гиперстена, авгита. Туфолавы отличаются атакситовым строением, включают угловатые чужеродные обломки. Липарито-дациты и дациты содержат во вкрапленни-

http://jurassic.ru/

ках плагиоклаз, санидин, биотит, иногда гиперстен. Игнимбриты имеют характерную текстуру с «фьямме» и округлыми обломками андезитов. Соседнее положение в разрезе занимают пемзовые туфы, состоящие из обломков кислого стекла с отдельными кристаллами зеленой роговой обманки и зонального плагиоклаза. С игнимбритами ассоциированы также андезито-дацитовые и дацитовые туфобрекчии, представляющие собой хаотические нагромождения глыб, почти не скрепленных цементом. Большинство этих пород образовалось, по предположению В. К. Ротмана, при извержениях пелейского типа.

Состав пород алнейской серии последовательно изменяется снизу вверх от основных к кислым. В целом эти породы относятся к известково-щелочным (табл. 7).

Таблица 7

Химический состав эффузивов алнейской серии

Компоненты	Содержание, %		
	1	2	3
SiO_2	49,30	54,88	63,12
TiO_2	0,82	0,66	0,37
Al_2O_3	18,38	17,00	20,30
Fe_2O_3	5,67	5,76	1,93
FeO	4,18	2,08	0,87
MnO	0,31	0,30	0,11
MgO	5,41	3,92	0,50
CaO	9,67	7,03	3,88
Na_2O	2,97	4,28	4,14
K_2O	1,60	1,21	2,72
H_2O	0,21	0,88	0,06
P_2O_5	0,18	0,03	—
П.п.п.	0,76	1,30	1,83
Сумма . . .	99,44	99,33	99,83

1 — базальт (палагонитизированный), бассейн р. Кававли; 2 — андезит двупироксеновый, верховья р. Правый Кирганик; 3 — дацит биотитовый, район перевала Оганчи.

В. К. Ротман высказывает предположение, что образование туфобрекчий в бассейне р. Кирганик связано с отложениями грязевых потоков типа лахаров. Это предположение недостаточно обосновано. В толще нередко проявляется правильная параллельная слоистость и сортировка обломочного материала, обломки эффузивных пород несколько окатаны, имеются правильные прослои витротуфов, в цементе пород очень много монтмориллонита (а в породах основного состава — палагонита). Все это, как и большая мощность, распространение в обширной по протяжению полосе вдоль Срединного хребта, свидетельствует скорее о вулканогенно-осадочном характере пород, образовании их у вулканических островов при незначительном перемыве извергавшегося вулканического материала. Полоса развития туфобрекчий и туфоконгломера-

http://jurassic.ru/

тов, протягивающаяся далеко на северо-восток вдоль хребта и проявляющаяся, как уже указывалось, в Козыревском и Быстринском хребтах, отмечает, по-видимому, береговую линию цепи вулканических островов или вулканического хребта, существовавших здесь в конце неогена.

К востоку и западу от этого поднятия почти до конца плиоцена существовал мелководный морской бассейн, что доказывается фациальным переходом в этих направлениях континентально-вулканогенных пород алнейской серии в фаунистически охарактеризованные морские осадочно-туфогенные отложения кавранской серии. Подобный переход был установлен в 1954 г. Ю. В. Жегаловым и Ю. В. Макаровым несколько севернее широты сел. Эссо. В туфогенных породах, сменивших здесь вулканические накопления алнейской серии, обнаружены остатки фауны. Некоторые формы ее характерны для средней и верхней частей кавранской серии Западной Камчатки: *Yoldia* aff. *temblorensis* And. et Mart., *Mytilus* sp., *Cardita crebricostata* Krause, *Cardita* cf. *kamtschatica* Slod., *Papyridea* sp., *Macoma nasuta* Conr., *Mactra* (*Spisula*) *polynyma* Stimp., *M.* (*Spisula*) *ochotica* Ilyina, *Mya arenaria* L. и др.

В 1959 г. постепенный фациальный переход вулканогенных пород алнейской серии в северо-западном направлении в туфогенно-осадочную толщу с верхнемиоцен-плиоценовой фауной был прослежен Г. Л. Адамчук в бассейне р. Чабы.

Лишь верхняя часть кавранской серии (эрмановская свита) везде представлена континентальными отложениями с лигнитами, что свидетельствует о повсеместном уходе моря с современной площади полуострова в конце плиоценового времени.

В более южных районах Срединного хребта алнейская серия отсутствует вследствие поднятий и размыва. Только на левобережье р. Быстрой, вблизи с. Пущино, М. М. Лебедевым описаны рыхлые туфогенные песчаники, содержащие лигниты с плиоценовой флорой.

В Быстринском хребте В. Н. Тихонов под наименованием гаванской свиты описал толщу мощностью 1000—1200 *м*, содержащую миоцен-плиоценовую фауну, с ритмичным переслаиванием туфобрекчий, туфогенных конгломератов, разнозернистых песчаников, туфолав амфиболово-андезитового состава. Описанные здесь А. Е. Святловским (1956б) как плиоценовые слои горы Вачкажец оказались более древними, миоценовыми образованиями.

Вулканогенные породы алнейской серии в междуречье Банной, Сарайной, Карымчиной до недавнего времени считались четвертичными и лишь в 1959 г. В. Н. Бондаренко установил их позднемиоцен-плиоценовый возраст. В вулканической толще общей мощностью 1700 *м* наблюдается последовательное (снизу вверх) раскисление лав от андезито-базальтов и андезитов до липаритов. Для нижней ее части характерны мощные слои туфобрекчий и туфоконгломератов, переслаивающиеся с потоками лав основного и среднего состава, для верхней — игнимбриты и пемзовые туфы, покровы и экструзивные купола витрофировых липаритов, дацитов, перлитов.

К югу от г. Петропавловска породы алнейской серии имеют значительное распространение лишь у Авачинской губы, где развиты туфобрекчии плагиоклазовых базальтов, туфоконгломераты с преимущественным базальтовым и андезитовым составом обломков. Толща эта, по данным В. Я. Степанова, Б. И. Пийпа, А. Ф. Марченко, С. Е. Апрелкова, лежит почти горизонтально на различных третичных породах. В. Я. Степанов образование толщи связывает с деятельностью вулканов, располагавшихся на вулканических островах, частично — с подводными изверг-

http://jurassic.ru/

Схема корреляции разрезов палеогеновых и неогеновых отложений раз

Единая стратиграфическая шкала			Рабочая региональная стратиграфическая схема			
Система	Отдел	Подотдел	Серия	Свита	Характерный комплекс фауны	Флора
Неогеновая	Плиоцен		Алнейская		*Yoldia* cf. *anastasia* Khom., *Macoma nasuta* (Conrad), *Spisula polymyma* Stimp., *S. ochotica* Ilyina., *Clinocardium californiense* (Desh.)	*Corylus macquarii* (Forb.) Heer, *Phyllites* sp.
	Миоцен	Верхний				
		Средний	Анавгайская			
		Нижний			*Acila* (*Acila*) *cinnaiensis* L. Krisht., *Cardita* cf. *vagisana* Kogan, *Clinocardium asagaiense* Mak.	*Salix varians* Goepp., *S.* cf. *macrophilla* Heer, *Juglans nigella* Heer
Палеогеновая	Олигоцен					
	Эоцен			Барабинская		*Taxodium* sp. *Glyptostrobus europaeus* (Brongn.) Heer, *Metasequoia* cf. *disticha* (Heer) Miki, *Cephalotaxopsis* cf. *intermedia* Holl., *Trochodendroides richardsonii* (Heer) Krysht.
	Палеоцен					

жениями и перемывом вулканического материала в прибрежной зоне (туфоконгломераты). Характерная зеленоватая окраска пород, по В. Я. Степанову, обусловлена образованием палагонита при вулканизме в подводной обстановке. Встречающиеся на небольших участках липариты, пемзовые туфы и скопления пемзы относятся к верхним частям алнейской серии и представляют собой, по-видимому, продукты субаэрального вулканизма.

М. А. Фаворская и И. К. Волчанская на побережье Южной Камчатки, у бухты Саранной, выделяют три согласно пластующиеся вулканогенные толщи, которые совместно отвечают объему алнейской серии: 1) верхнемиоценовую мощностью 600 *м*, состоящую главным

http://jurassic.ru/

Таблица 8

личных районов Центрально-Камчатской структурно-фациальной зоны

Срединный Камчатский массив	Серия	Южная часть Центрально-Камчатской вулканической зоны (Южно-Камчатский антиклинорий)	Серия	Центральная и северная части Центрально-Камчатской вулканической зоны (Камчатско-Корякский антиклинорий)
	Алнейская	Базальты, андезиты, дациты, туфы, игнимбриты, туфоконгломераты (континентальные отложения?)	Алнейская	Андезито-базальты, андезиты, игнимбриты, пемзы, туфы, туффиты с флорой и фауной
	Анавгайская	Березовская свита Андезиты, дациты, липариты, игнимбриты, туфы, туффиты с фауной	Анавгайская	Березовская свита Андезиты, андезито-дациты, дациты, туфы, туффиты с фауной и флорой
		Паратунская свита Базальты, андезиты, туфы, туффиты, песчаники, гравелиты с фауной		Крапивнинская свита Андезито-базальты, андезиты, туффиты с фауной и флорой
		Вилючинская свита Песчаники, конгломераты, алевролиты, аргиллиты, альбитофиры, туфы		
Барабская свита Грубообломочные континентальные отложения в межгорных впадинах				

образом из потоков базальтов и андезитов и агломератов того же состава; 2) нижнеплиоценовую—андезито-базальты мощностью до 150 *м*; 3) верхнеплиоценовую — липариты и дациты мощностью до 250 *м*. В целом по разрезу всех этих толщ отчетливо проявляется последовательное раскисление вулканического материала.

Вулканические породы алнейской серии широко распространены в северной части Срединного хребта, вблизи его водораздела, где, по наблюдениям многочисленных исследователей А. Ф. Марченко, Б. Т. Тишкова, В. Т. Дьяченко, В. Г. Крымова, Ю. А. Новоселова и др., они также представлены преимущественно андезитами, дацитами, липарито-дацитами, туфобрекчиями, игнимбритами, пемзовыми туфами.

http://jurassic.ru/

Таким образом, из вышесказанного следует, что во всей Центрально-Камчатской зоне алнейская серия слагается вулканическими породами, последовательно раскисляющимися снизу вверх от базальтов и андезитов до дацитов и липаритов. В нижней и средней частях серии много туфобрекчий и туфоконгломератов, представляющих собой, повидимому, продукты наземных извержений, несколько перемытые и переотложенные в прибрежной обстановке вулканических островов. В верхней части толщи развиваются витролипариты, игнимбриты, пемзы, перлиты. Характерны многочисленные экструзивы роговообманковых андезитов, дацитов, липаритов. К числу еще недостаточно точно установленных фактов относится прорывание алнейской серии интрузивами диоритов, диоритовых порфиритов, гранодиорит-порфиров.

На запад и восток от Центрально-Камчатского глубинного разлома в прилегающих к вулканической зоне прогибах вулканические породы алнейской серии переходят в туфогенно-осадочные, континентальные и морские отложения.

По фауне и флоре, частому залеганию на среднемиоценовых породах, перекрытию древнечетвертичными базальтами и андезитами возраст алнейской серии определяется как верхнемиоцен-плиоценовый.

На основании изложенного выше можно высказать следующие соображения об условиях формирования палеогеновых и неогеновых образований. (В табл. 8 приведена схема корреляции палеогеновых и неогеновых отложений различных районов Центрально-Камчатской структурно-фациальной зоны).

Нижняя часть анавгайской серии — крапивнинская свита — несет на себе черты спилито-кератофировой формации, образование которой связывается с подводным вулканизмом. Подводные вулканы в последующем превращались в надводные, образуя цепь вулканических островов. В наиболее глубокой части прогиба, примыкающей с востока к вулканической дуге, отлагались черные илистые осадки. Во время образования верхней части анавгайской серии — березовской свиты — продолжалось расширение площади вулканических островов, обмеление морского бассейна, общее раскисление вулканических продуктов, прерывавшееся после складкообразовательных движений на короткое время излияниями основных недифференцированных лав.

Алнейское время характеризовалось преимущественно субаэральным вулканизмом. Вулканические острова слились в крупный вулканический массив, у берегов которого накапливались большие массы вулканогенно-осадочных пород.

В конце плиоцена происходит переход к общим континентальным условиям, смягчаются контрасты рельефа, который значительно выравнивается.

В целом образования алнейского времени (поздний миоцен — плиоцен) являются вторым кайнозойским вулканическим циклом с последовательной сменой состава вулканических продуктов от основных к кислым. М. А. Фаворская и И. К. Волчанская относят к этому циклу и среднемиоценовую толщу. Однако даже по их материалам среднемиоценовые отложения характеризуются сравнительно кислыми вулканическими продуктами (кислые андезиты, дациты). Основные вулканические породы в обломках песчаных и других отложений среднего миоцена заимствованы при размыве олигоцен-нижнемиоценовых толщ. Поэтому естественнее отнести среднемиоценовые вулканические породы к окончанию первого кайнозойского (анавгайского), а не к началу второго (алнейского) цикла.

http://jurassic.ru/

Одним из важнейших нерешенных вопросов стратиграфии третичных образований Центрально-Камчатской зоны является нижний возрастной предел анавгайской серии и ее взаимоотношения с верхнемеловой (?) кирганикской серией. В большинстве районов зоны необходимо отделить березовскую свиту от нижней части анавгайской серии. В последующем нижняя часть анавгайской серии, видимо, может быть разбита на две части, как это уже сделано в южных районах Центрально-Камчатской зоны. Заслуживает большого внимания вопрос о третично-четвертичной границе. Пока за эту границу целесообразно принимать поверхность позднеплиоценового выравнивания с корой выветривания, на которой лежат древнечетвертичные плато-базальты.

ВОСТОЧНАЯ КАМЧАТКА

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАМЧАТСКИЙ ПРОГИБ

Центральный Камчатский прогиб располагается между двумя крупными антиклинальными структурами: Камчатско-Корякским и Восточным Камчатским антиклинориями. Южная его часть занимает Центральную Камчатскую депрессию, северная включает депрессию р. Еловки и протягивается далее на северо-восток вдоль пролива Литке. Общее протяжение прогиба (от истоков р. Камчатки до параллели 60° 45′) составляет более 1000 *км* при ширине 50—80 *км*.

Бóльшая часть площади прогиба покрыта мощным чехлом рыхлых четвертичных отложений или занята водами моря. Третичные отложения обнажаются из-под наносов на отдельных участках Центральной Камчатской депрессии, в бассейне рек Еловки и Озерной, на западном берегу пролива Литке и на побережье заливов Анапки и Корфа.

Наибольшие мощности третичных отложений приурочиваются, по-видимому, к впадинам, которых в пределах прогиба выделяется три. Самая южная из них, Козыревская, занимает северо-западную часть Центральной Камчатской депрессии. Она выделена в значительной степени условно по геофизическим данным. Вторая впадина, Озерновская, располагается в депрессии одноименной реки. Наиболее северная — Олюторская впадина протягивается к северо-востоку от залива Анапки.

Изучены третичные отложения Центрального Камчатского прогиба крайне слабо, как из-за плохой их обнаженности, так и вследствие недостаточной детальности исследований. Разрез третичных отложений наиболее полный и сравнительно лучше изучен на западном побережье пролива Литке от параллели 60° на севере до широты р. Хайлюли на юге. Третичные отложения на этом участке слагают юго-восточное крыло Корякско-Камчатского антиклинория, осложненное рядом синклинальных и антиклинальных перегибов.

Побережье пролива Литке

Впервые породы третичного возраста на побережье пролива Литке отмечены М. Ф. Двали в 1932 г. и А. В. Щербаковым в 1937 г., описавшими здесь отложения верхнего миоцена и плиоцена. В 1941 г. в районе прошли маршрутами Г. М. Власов и Ю. Ф. Чемеков, установившие распространение здесь, кроме верхнечетвертичных вулканогенных пород, также и палеогеновых образований, условно сопоставленных ими с верхнеолигоценовой ковачинской толщей Западной Камчатки. Значительно уточнились знания третичного разреза района в результате площадных геологических съемок Д. Е. Саватеева и А. И. Юдина (в 1950 г.), Б. Т. Тишкова и В. Т. Дьяченко (в 1953 г.), А. М. Садреева,

http://jurassic.ru/

В. Г. Крымова и Ю. А. Новоселова (в 1958 г.), Л. И. Тихомирова и А. В. Аксеновича (в 1959 г.) и др. Третичные образования побережья пролива Литке были расчленены на три серии, соответствующие одноименным подразделениям Западной Камчатки: ковачинскую, воямпольскую и кавранскую, с теми же возрастными диапазонами (Л. И. Тихомиров, А. В. Аксенович). В 1960 г. Ю. А. Новоселовым и Л. П. Грязновым при специальных тематических исследованиях был уточнен возраст отложений и взаимоотношения между вулканогенными и осадочными породами.

Общая мощность третичного разреза района определилась порядка 4000 *м*, из которых на долю палеогена (олигоцена) приходится примерно 1000—1100 *м*, неогена 2900—3000 *м*. Отложения палеогена представлены преимущественно терригенными породами, в неогене вулканогенные породы значительно преобладают над осадочными. Палеогеновая толща осталась нерасчлененной, неоген разделен на три части: нижний миоцен, средний миоцен и верхний миоцен — плиоцен.

Палеоген (олигоцен). Отложения олигоцена в прогибе распространены вдоль западного берега пролива Литке от р. Тымлат до р. Хайлюли. Эта узкая (шириной 20—30 *км*) полоса приурочена к сводовой части антиклинория, юго-восточное крыло которого скрыто водами пролива Литке. Отдельные выходы олигоценовых отложений имеются также в значительном удалении (до 50 *км*) от берега пролива, где они окаймляют выступы верхнемелового фундамента (р. Карага). Породы олигоценового возраста собраны в линейные складки северо-восточного простирания с размахом крыльев 4—5 *км* при углах падения 15—30°, разбиты разломами с незначительной амплитудой перемещения, прорваны гранитоидными интрузивами, андезитовыми дайками и экструзивами дацитов. В западном направлении отложения олигоцена выклиниваются.

Наиболее полный разрез палеогена описан Ю. А. Новоселовым в среднем течении р. Караги:

1. В основании палеогеновой толщи (по притокам р. Караги — рекам Лылагинваям, Эмтыкваям, Калаховаям) базальные слои, перекрывающие с угловым несогласием верхнемеловые породы. Это мелко- и среднегалечниковые конгломераты, сменяющиеся по направлению вверх гравелитами и грубозернистыми песчаниками; галька в конгломератах хорошо окатана, в ее составе преобладают верхнемеловые песчаники, кремнистые сланцы, порфириты; цемент представляет собой туфогенный песчаник . . . . . 8—10 *м*

2. Серые крепкие, средне- и мелкозернистые полимиктовые песчаники с мелкой вкрапленностью марказита и шаровыми и эллиптическими известковистыми конкрециями, содержащими фауну: *Yoldia* cf. *caudata* Khom., *Macrocallista* cf. *snatolensis* L. Krisht., *Solen (Eosolen) tigilensis* Slod., *Turritella* cf. *tokunagai* Yok. (сборы Ю. А. Новоселова и Л. П. Грязнова, определения В. И. Богидаевой). 400—450 „

3. На правобережье р. Караги, по р. Оссоре, в низовьях рек Дранки, Ивашки, Хайлюли обнажена толща, сложенная флишоидным переслаиванием черных алевролитов, аргиллитов, содержащих мергелистые конкреции и серые песчаники; последние образуют маломощные (0,2—0,3 *м*) слои; по направлению вверх число слоев и их мощность увеличивается. В мергелистых конкрециях содержится фауна: *Yoldia* cf. *scapha* Yok., *(Portlandia) packardi* Clark, *Varicamussium* cf. *pillarense* Slod., *Cardita* aff. *kovatschensis* Slod.) (сборы Л. И. Тихомирова, определения В. С. Зархидзе под руководством И. А. Коробкова), *Yoldia tigilensis* Slod., *Laternula korniana* L. Krisht., *Cardita kovatschensis* Slod., *C.* cf. *laxata* Yok., *Pitaria tigilensis* L. Krisht., *Scaphander snatolensis* L. Krisht. (сборы Б. Т. Тишкова, определения З. Н. Горюновой), *Acila (Truncacila)* aff. *pugetensis* (Clark), *Yoldia* cf. *kovatschensis* Ilyina, *Cardita* aff. *kovatschensis* Slod., *Cardita* cf. *tigilensis* L. Krisht., *Cardita* cf. *ferruginea* Cless., *Cardita* sp. indet., (возможно *C. denudata* Slod.), *Cardita* sp. indet (вероятно *C. tokunagai* Yok.), *Thya-*

http://jurassic.ru/

sira aff. *subexcuvata* Yabe, *Dentalium* sp., остатки ракообразных и др. (сборы Ю. А. Новоселова, определения В. И. Богидаевой), *Yoldia (Portlandia) packardi* Clark, *Y. cerrussata* Slod., *Yoldia* cf. *scapha* Yok., *Y. tatianae* Ilyina, *Cardita kovatschensis* Slod., *Neptunea onnaica* Yok., *Hemithyris kovatschensis* L. Krisht. (сборы А. В. Аксеновича, определения А. И. Журавлевой под руководством И. А. Коробкова) . . . . . 700—800 *м*

Общая мощность палеогеновых отложений . . . . . 1100—1250 „

Учитывая, что в западном направлении отложения выклиниваются, мощность их в центральной части прогиба может быть значительно большей. На п-ове Ильпинском, находящемся на северо-восточном продолжении Центрального Камчатского прогиба, мощность палеогеновых отложений, по данным Г. М. Власова, А. М. Садреева, достигает 5—6 тыс. *м*. Возраст отложений описанного разреза по остаткам фауны определяется в пределах олигоцена, вероятно среднего и верхнего. Этим отложениям соответствуют: ильпинская свита А. М. Садреева, туфогенная свита В. Н. Винюкова, быстринская свита М. М. Лебедева. Вулканогенным аналогом их является, по-видимому, крапивнинская свита анавгайской серии В. К. Ротмана (1959).

Нижний миоцен. Отложения нижнего миоцена на описанной площади распространены меньше, чем палеогеновые, и представлены преимущественно морскими осадочными отложениями, в меньшей степени — вулканическими породами.

Взаимоотношения нижнемиоценовых и олигоценовых отложений в достаточной степени не выяснены. В одних случаях (бассейн р. Кахэуваям) на черных аргиллитах и алевролитах олигоцена лежат конгломераты мощностью от 1,5 до 30 *м*, сменяющиеся постепенно вверх песчаниками с многочисленными остатками нижнемиоценовой фауны; галька в конгломератах представлена исключительно верхнемеловыми породами, вскрывающимися в этом же районе. В других местах (правобережье р. Караги, междуречье Оссора — Тымлат) в непрерывном разрезе осадочных отложений отсутствуют какие-либо слои, четко отмечающие границу между олигоценом и нижним миоценом. Эта граница условно проводится по фауне и литологическим особенностям толщ.

Нижнемиоценовые отложения по литологическому составу более пестрые, чем олигоценовые, в них преобладают туфогенные песчаники, конгломераты, аргиллиты, алевролиты, пепловые туфы.

Нижняя часть разреза описана Ю. А. Новоселовым и другими исследователями в истоках р. Линвиренваям (правый приток р. Тымлат), по р. Олгранваям (правый приток р. Караги); отложения ее отмечены также в верхнем течении р. Хай-Песунканваям. Представлены они зеленовато-серыми, средне- и крупнозернистыми песчаниками, нередко с прослоями конгломератов и неравномерно распределенными пачками алевролитов и аргиллитов мощностью в несколько метров. Встречаются песчанистые и мергелистые конкреции, прослои и линзочки угля мощностью в первые сантиметры. Характерно присутствие в песчаниках рассеянной, хорошо окатанной гальки пород верхнемелового возраста.

Нижнемиоценовые отложения содержат значительно больше остатков фауны, чем олигоценовые. В коллекциях остатков фауны, собранных на указанных выше участках, определены: *Nuculana* sp., *Yoldia* cf. *amigdalaeformis* Slod., *Yoldia* ex gr. *pennulata* Slod., *Cardita* cf. *kovatschensis* Slod., *Laevicardium* (*Cerastoderma*) sp., *Papyridea harrimani* Dall, *Polinices* (*Euspira*) sp. (сборы Б. Т. Тишкова, определения З. Н. Горюновой); *Papyridea matschigarica* Khom., *Papyridea* aff. *utcholokensis* Slod., *Macoma calcarea* Gmel., *Panope* (*Panomya*) *simotomensis* Otuka (сборы Ю. А. Новоселова, определе-

http://jurassic.ru/

ния А. Д. Кочетковой); *Yoldia longissima* Slod., *Y. pennulata* Slod., *Y. tigilensis* Slod., *Cardita kinkilana* Slod., *C. tumiensis* (Khom.), *C. pacifera* Yok., *C. yokoyami* Slod., *Thyasira bisecta* Conr., *Thyasira* ex gr. *disjuncta* Stew., *Papyridea matschigarica* Khom., *Tellina pulchra* Slod., *Laternula* (*Aelga*) *besshoensis* (Yok.), *Mya arenaria* L., *Neptunea onnaica* (Yok.) (сборы Л. И. Тихомирова, определения В. С. Зархидзе под руководством И. А. Коробкова); *Yoldia* cf. *matschigarica* (Laut.), *Pecten* sp. indet., *Papyridea harrimani* Dall, *Macoma* cf. *kirkinskayae* L. Krisht., *Mya grewingki* Mak., *Mya* cf. *marujamensis* Schidkova (сборы Л. П. Грязнова и Ю. А. Новоселова, определения А. Д. Кочетковой).

Верхняя часть нижнемиоценовой толщи вскрывается в истоках р. Оссоры и по р. Лылагинваям. Она представляет собой флишеподобное чередование туфогенных песчаников, алевролитов и аргиллитов. Присутствуют прослои и линзы пепловых туфов светло-серого цвета, имеющих облик кремнистых пород. Характерна мелкая галька верхнемеловых пород, рассеянная в песчаниках и алевролитах, и присутствие обугленного детрита. Мощность отдельных слоев составляет доли метра. Отложения бедны фауной, которая, по имеющимся находкам, представлена *Yoldia matschigarica* (Laut.), *Yoldia* cf. *djakovi* Slod., *Pecten* sp., *Cardita* sp., *Papyridea harrimani* Dall, *Macoma* cf. *kirkinskayae* L. Krisht., *Mya maryjamensis* Schidkova, *M. grewingki* Mak. (сборы Л. П. Грязнова и Ю. А. Новоселова, определения В. И. Богидаевой).

Мощность осадочных пород нижнего миоцена до 600 *м*.

Возможно, что олигоценовые и нижнемиоценовые осадки составляют единый седиментационный цикл. Изменение характера отложений в начале миоцена вызвано проявившимися в это время поднятиями и началом сильной вулканической деятельности. Этими факторами обусловлено изменение режима осадконакопления и появление конгломератов и пепловых туфов. В связи с этим весьма вероятно наличие местами проявленного углового несогласия или размыва на границе олигоцена и нижнего миоцена.

Вулканогенные породы нижнего миоцена на существующих геологических картах в большинстве случаев не выделены из вулканической толщи с возрастным интервалом в пределах нижний — средний миоцен. Между тем при сравнительно детальных исследованиях всегда представляется возможность расчленить эту толщу на две свиты, нижняя из которых по своему возрастному объему соответствует охарактеризованным выше нижнемиоценовым осадочным отложениям. Признаками, позволяющими это сделать, являются: особенности фаунистических комплексов, угловое несогласие, отличия в составе пород (более основные эффузивные породы — в низах вулканогенного комплекса, более кислые — в верхней его части), различия в степени вторичных преобразований лав.

Нижнемиоценовые вулканогенные породы в пределах Центрального Камчатского прогиба, видимо, занимают небольшие площади. А. В. Аксеновичем они условно выделяются в бассейнах рек Тымлат и Хайлюли. Представлены нижнемиоценовые вулканогенные образования андезитами, андезито-базальтами, их туфами и туфобрекчиями. Пирокластические породы характеризуются значительной уплотненностью, зеленосерыми и серыми, с буроватыми и красноватыми оттенками окраски. Эффузивы имеют темную окраску, нередко с зеленым оттенком. Вторичные преобразования пород выражены в хлоритизации, эпидотизации темноцветных минералов, серицитизации полевых шпатов, раскристал-

http://jurassic.ru/

лизации стекла и замещении стекла основной массы вторичными минералами.

Аналогами нижнемиоценовых эффузивно-пирокластических пород являются вивникская свита Г. М. Власова и часть анавгайской серии Ю. А. Шарова и Ю. А. Новоселова.

Средний миоцен. Среднемиоценовые отложения представляют собой исключительно вулканогенные породы, распространенные в приводораздельной части Срединного хребта и на его склонах, где слагают крупные куэстовые гряды. В поле развития вулканических пород много выходов небольших гранитоидных интрузивов и обширных зон гидротермально измененных пород. На осадочных нижнемиоценовых отложениях эффузивы и туфы среднего миоцена залегают с угловым несогласием.

В состав отложений среднего миоцена входят эффузивы и их туфы, лавобрекчии, туфолавы, игнимбриты, главным образом среднего и кислого состава. Преобладают пирокластические породы андезитового и андезито-дацитового состава.

Андезиты и андезито-базальты преимущественно двупироксеновые и плагиоклазовые, реже встречаются роговообманково-пироксеновые разности. Породы имеют главным образом порфировую структуру при пилотакситовой, гиалопилитовой, реже интерсертальной структурах основной массы. Дациты и андезито-дациты во вкрапленниках содержат чаще биотит или роговую обманку и моноклинный пироксен. Структура основной массы микролитовая, микропойкилитовая, фельзитовидная. Продукты вторичного изменения лав и туфов (хлорит-эпидот, карбонаты и др.) обусловливают зеленоватый и буроватый оттенок пород, окраска которых варьирует обычно от светло- до темно-серой.

Вулканогенные образования среднего миоцена отличаются резкой фациальной изменчивостью. Околожерловые континентальные вулканические образования сменяются на коротких расстояниях вулканогенными или туфогенно-осадочными породами, сформировавшимися в водной среде. Большинство миоценовых вулканических очагов располагалось в полосе северо-восточного направления, где теперь обнажаются многочисленные небольшие гранитоидные интрузивы и экструзивные купола кислых андезитов, дацитов, липаритов. По предположению Ю. А. Новоселова, большинство интрузивов имеет субвулканический характер и соответствует периферическим магматическим очагам, питавшим миоценовые вулканы.

В целом для среднемиоценовых отложений характерно: преобладание пирокластических пород над лавами; более кислый состав туфов и эффузивов в верхних частях разреза; сосредоточение главной массы лав в нижней и верхней его частях, а пирокластических пород в средней; присутствие линзочек и слойков угля, обугленных древесных стволов и отпечатков листьев.

Породы среднего миоцена хорошо обнажены в верхнем течении притоков рек Караги, Дранки, Хайлюли.

На правобережье р. Лылагинваям (левый приток р. Караги) на осадочных отложениях нижнего миоцена несогласно лежат андезито-дацитовые и дацитовые туфо- и лавобрекчии с редкими прослоями пепловых и кристалло-пепловых туфов, содержащих углистые слои и отпечатки флоры: *Fucus*(?) aff. *tiliaefolia* A. Br., *Equisetum* sp. indet., *Osmunda* cf. *dubiosa* Holl., *Taxites* sp. indet., *Araucarites* sp. indet., *Thuites* cf. *ehrenswardi* Heer, *Salix* sp., *Populus balsamoides* Goepp., *Juglans*(?) *pseudopunctata* Holl., *Juglans* cf. *nigella* Heer, *Alnus* ex gr. *Kefersteinii* Goepp., *Alnus*(?) cf. *cordifolia* Ten, *Alnus* cf. *borealis* Heer, *Betula* ex gr. *confusa* Sap., *Corylus* sp. (aff. *C. corylina* Know.),

http://jurassic.ru/

Castanea sp. indet., *Vitis* aff. *atwoodi* Holl., *Pterospermites* sp. indet., *Tilia* sp. indet., *Ternstroemites* sp.(?), *Fraxinus* cf. *juglandina* Sap. (сборы Л. П. Грязнова и Ю. А. Новоселова, определения А. Ф. Ефимовой). В разрезе толщи выделяются валунные туфоконгломераты и туфобрекчии с размером глыб лав до 3—7 *м* в поперечнике (околожерловые отложения?).

Верхнюю часть разреза составляют андезиты и андезито-базальты, слагающие потоки мощностью по 10—20 *м*. Общая мощность толщи 600 *м*.

В верховьях р. Кахэуваям (правый приток р. Эруваям) распространена мощная, около 1500 *м*, толща с флишеподобным чередованием туфов и туфоконгломератов при полном отсутствии эффузивных пород; в туфах содержится миоценовая флора.

По р. Панкаре андезитовые и дацитовые туфы и туфобрекчии чередуются с пластами андезитов и дацитов. В верхней части лежат пласты дацитов с подчиненным количеством их туфов. Мощность толщи 600—650 *м*.

Аналогами среднемиоценовых вулканогенных толщ побережья пролива Литке в других районах Центральной Камчатки являются воямпольская свита А. Ф. Марченко, березовская свита М. И. Горяева и В. Н. Бондаренко, кагнисинская свита М. М. Лебедева и др.

Верхний миоцен—плиоцен. Отложения этого возраста распространены в бассейне рек Кичиги и Белой и небольшими участками на водоразделе Срединного хребта. Среди них преобладают вулканогенные породы; туфогенно-осадочные морские отложения развиты лишь на одном участке, в верховьях р. Белой (за пределами Центрально-Камчатского прогиба).

В основании разреза осадочных отложений, обнажающихся в верховье р. Белой, находятся конгломераты, лежащие на верхнемеловых породах; мощность конгломератов 100—150 *м*. Выше чередуются слои полимиктовых и туфогенных песчаников, туфоконгломератов, углистых алевролитов; породы содержат фауну: *Yoldia* sp., *Thracia condoni* Dall, *Taras gravis* Kogan, *Liocyma fluctuosa* Gld, *Macrocallista tjuschevkensis* Khom., *Pitaria kavranensis* Slod., *P.* (*Slyphantosoma*) *opisthogrammata* Dall, *Tellina lutea* Gray, *T. pulchra* Slod., *Sanguinolaria* (*Nuttallia*) *ochotica* (Gld), *Turritella* sp., *Natica* sp., *Dentalium* sp. (сборы Л. И. Тихомирова, определения В. С. Зархидзе под руководством И. А. Коробкова), *Papyridea* sp., *Mya* ex gr. *arenaria* L. (сборы Ю. А. Новоселова, определения А. Д. Кочетковой).

Верхнюю часть осадочной толщи составляют среднегалечниковые конгломераты мощностью 40—50 *м* с редкими прослоями песчаников.

Осадочную толщу перекрывают вулканогенные породы, которые к истокам р. Белой постепенно вытесняют осадочные отложения из всего разреза, включая его нижнюю часть. Вулканические очаги позднемиоценового — плиоценового времени, очевидно, располагались у современного водораздела Срединного хребта.

Вулканогенная толща состоит из чередования литокристалловых туфов и туфобрекчий с пластами андезитовых лав. Характерными породами верхнемиоцен-плиоценовых вулканогенных отложений являются пемзовые туфы, туфолавы и игнимбриты с обломками черного вулканического стекла. Среди эффузивных пород, кроме андезитов, встречаются андезито-базальты, трахиандезиты и трахиты.

Андезиты представлены двупироксеновыми, плагиоклазовыми, реже роговообманковыми разностями, имеют порфировую структуру с пилотакситовой или гиалопилитовой основной массой. Трахиандезиты и трахиты в порфировых вкрапленниках содержат пироксен или биотит,

http://jurassic.ru/

структура основной массы микрофельзитовая, иногда сферолитовая или пилотакситовая.

Вторичные изменения вулканических пород выражены слабо. Стекло в эффузивах и пирокластических породах чаще остается свежим, незначительно развиты вторичные хлорит и цеолиты.

Общая мощность верхнемиоцен-плиоценовых отложений составляет 800—1000 *м*. Пачка осадочных отложений имеет мощность около 300 *м*.

Осадочные аналоги описанных отложений в других районах Центральной Камчатки называют кавранской серией, вулканогенные — алнейской серией.

Разрез третичных отложений юго-восточной части Центрального Камчатского прогиба, обнажающийся на о. Карагинском, имеет сходство с описанным, но представлен он главным образом осадочными породами.

Несогласно на мезозойских(?) породах на о. Карагинском лежат базальные конгломераты предположительно олигоценового возраста. Нижнемиоценовые отложения состоят из туфогенных песчаников и конгломератов, переслаивающихся с андезито-базальтовыми туфобрекчиями и туфоконгломератами. Выше несогласно лежат среднемиоценовые светлые песчаники с прослоями туфов, с мергелистыми конкрециями и фауной, местами с линзочками угля. Разрез венчают несогласно залегающие на среднем миоцене песчаники, конгломераты, опоковидные породы с плиоценовой фауной (Харкевич, 1941). Общая мощность третичных отложений на Карагинском острове достигает 4000 *м*, что значительно превышает мощность третичных толщ на побережье пролива Литке. Это указывает на вероятную асимметрию прогиба, а именно, на наибольшее углубление его у юго-восточного борта.

Озерновская впадина

Второй площадью в Центральном Камчатском прогибе, где разрез третичных отложений отличается полнотой и относительно хорошо обнажен, являются бассейны рек Еловки и Озерной (Озерновская впадина).

Впервые на присутствие третичных отложений в бассейне р. Еловки указывал К. И. Богданович. В 1923 г. Г. А. Дягилевым в песчаниках по р. Левой Еловке была обнаружена неогеновая фауна. Более полные сведения о третичных отложениях района получены М. Ф. Двали в 1932 г. и В. Н. Винюковым в 1947 г., которые выделили здесь три третичные толщи: туфогенную (палеоген), еловскую (по М. Ф. Двали миоцен, по В. Н. Винюкову верхний олигоцен — миоцен) и кавранскую (плиоцен).

Туфогенная толща распространена по рекам Еловке (Матерой), Левой Еловке, Поворотной, Озерной, Кельмень, Маимли и др. Она представляет собой переслаивание потоков андезитов и базальтов (редко дацитов) с туфами, туфогенными песчаниками и конгломератами. В нижней части толщи больше потоков лав, в верхней преобладают осадочные туфогенные породы. Общая мощность туфогенной толщи определяется В. Н. Винюковым, весьма приближенно и условно, в 7000 *м*.

Андезиты и базальты, часто с шаровой отдельностью, изменены и имеют зеленоватую и коричневатую окраску. Основная масса обычно разложена до полного замещения агрегатом хлорита, карбоната и других вторичных минералов. Нередко встречаются миндалины, сложенные цеолитами. Порфировые выделения в андезитах представлены

http://jurassic.ru/

андезином и авгитом, в базальтах — андезин-лабрадором, авгитом и оливином.

Верхняя часть туфогенной толщи представляет собой переслаивание темно-серых туфогенных песчаников, туфов, конгломератов. В туфогенных песчаниках и туфах присутствуют хорошо окатанная галька и валуны эффузивов. Обломки в песчаниках состоят из базальтов, андезитов, слабо окатанных зерен авгита, плагиоклазов; цемент туфовый. Туфы витрокристалловые, с хлоритом и окислами железа в цементе.

К одному комплексу отложений с туфогенной толщей относится, по-видимому, кельменская толща М. Ф. Двали, необоснованно отнесенная В. Н. Винюковым к вышележащей еловской свите[1]. Кельменская толща представляет собой переслаивание туфогенных песчаников и темных алевролитов общей мощностью 1000 *м*. Среди обнаруженных здесь остатков фауны определены: *Yoldia* sp., *Variamussium*(?) sp., *Cochlodesma* sp. (aff. *C. baihoridgensis* Clark), *Scaphander* sp. (cf. *S. napanaensis* L. Krisht.), *Turritellopsis weaveri* Van Winkle var. *kelmensis* L. Krisht. По мнению Л. В. Криштофович, содержащие фауну отложения относятся к верхнему олигоцену. Возраст остальной нижележащей мощной туфогенной толщи остается неизвестным.

Сходную мощную (более 3000 *м*) толщу, сложенную туфогенными песчаниками, измененными андезитами, базальтами и туфами, описал М. А. Сухарев в 1956 г. у северо-восточной границы Озерновской впадины, на п-ове Озерном. Интересной особенностью этих отложений является залегание в них линз(?) пелитоморфных известняков и зольных углей. В породах обнаружены лишь трудноопределимые остатки фауны, но в отложениях, залегающих на них несогласно, содержится фауна, характерная, по заключению К. П. Евсеева, для низов нижнего миоцена.

У западной границы Озерновской впадины, в бассейнах правых притоков р. Еловки, аналогом туфогенной толщи является нижняя часть анавгайской серии, сложенная значительно измененными андезитами и андезито-базальтами (Ю. В. Жегалов, 1955, 1956 гг.; А. Ф. Марченко, 1956 г.).

Еловская толща. Отложения толщи распространены в бассейнах Еловки (Матерой), Озерной и Маимли. Впервые отложения этой толщи были описаны М. Ф. Двали по р. Еловке (Матерой) под названием еловской свиты. Органических остатков в породах свиты он не обнаружил, но своеобразный литологический состав и положение ее в общем разрезе позволили М. Ф. Двали параллелизовать ее с воямпольской свитой Западной Камчатки. Более подробно разрез толщи изучен В. Н. Винюковым в 1947 г., которым, однако, не были установлены контакты этой свиты ни с нижележащими, ни с вышележащими. Из-за ошибочного включения в состав еловской толщи разрезов обнажений как нижележащих, так, по-видимому, и вышележащих пород, В. Н. Винюков слишком расширил возрастной интервал еловской свиты (верхний олигоцен — миоцен).

Еловская толща сложена светлыми, выбеливающимися при высыхании, туфогенными полимиктовыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами; породы содержат прослои конгломератов и большое количество мергелистых конкреций. Общая мощность толщи определяется В. Н. Винюковым в 4500 *м*; возможно, она значительно меньше.

[1] Необоснованность включения В. Н. Винюковым кельменской толщи в еловскую хорошо видна по описаниям маршрутов В. Н. Винюкова. Обнажение кельменской толщи (обн. № 95) отделено от обнажений еловской толщи значительным интервалом, лишенным каких-либо обнажений. По литологии кельменская толща значительно ближе стоит к туфогенной, чем к еловской. — *Прим. ред.*

http://jurassic.ru/

Нижние слои еловской толщи характеризуются нижнемиоценовой фауной. Фауна, приводимая В. Н. Винюковым из более высоких горизонтов, указывает на среднемиоценовый и верхнемиоценовый возраст содержащих ее пород. Однако имеются основания предполагать, что эта фауна относится не только к еловской, но и к нижним слоям вышележащей кавранской толщи[1].

В соседних разрезах на п-ове Озерном М. А. Сухарев наблюдал залегание с угловым несогласием на аналогах туфогенной толщи характерных «белесоватых» песчаников, алевролитов, аргиллитов, туфов, диатомитов с миоценовой фауной; эти породы легко сопоставляются с еловской толщей; мощность их 700—800 *м*.

По наблюдениям Ю. В. Жегалова, А. Ф. Марченко и др., на западе Озерновской впадины, в предгорьях Срединного хребта, осадочно-туфогенные отложения еловской толщи замещаются эффузивами и туфами.

Кавранская толща. Впервые верхненеогеновые отложения были обнаружены Г. А. Дягилевым в 1928 г. в долине р. Левой Еловки. М. Ф. Двали, изучивший разрез неогена по р. Поворотной, предложил для распространенных здесь пород наименование кавранской толщи.

Залегая трансгрессивно и с угловым несогласием на нижележащих образованиях Озерновской впадины, породы кавранской толщи покрывают их довольно мощным чехлом почти на всей площади впадины. Хорошие разрезы пород этой толщи можно наблюдать по р. Еловке Матерой и в долинах почти всех ее притоков, а также по рекам Озерной и Маимле.

Нижняя часть кавранской толщи сложена серыми туфогенными песчаниками, туффитами, туфами с линзообразными прослоями и линзами гравийно-галечникового материала и слоями туфодиатомитов. Туфогенные песчаники и туффиты состоят из обломков андезито-базальтов, кислого вулканического стекла, а также зерен плагиоклазов, кварца, биотита, роговой обманки, пироксенов, халцедона. Цементом является слабо поляризующая опалово-халцедоновая масса, образовавшаяся, по-видимому, за счет разложения вулканического стекла. Туфы отличаются обилием обломков вулканического стекла и белой тонковолокнистой пемзы, которая присутствует также в виде гальки. Кроме стекла и пемзы, имеются редкие обломки кристаллов плагиоклаза и пироксенов. Туфодиатомиты представляют собой пепельно-серые, иногда с желтоватым оттенком, очень легкие породы, содержащие многочисленные обломки диатомовых водорослей, а также обломки кислого вулканического стекла и кристаллов плагиоклаза, биотита, кварца.

Выше по разрезу начинают преобладать пирокластические породы, развиваются прослои белых пепловых туфов, отложения приобретают континентальный характер с большим количеством обломков древесины и мелкого растительного детрита.

Общая мощность кавранской толщи 500—600 *м*.

Собранные М. Ф. Двали из кавранской толщи остатки фауны изучались В. С. Слодкевичем, определившим: *Yoldia ochotensis* Khom., *Y. kuluntunensis* Slod., *Cardium* (*Cerastoderma*) *shinjiense* Yok., *Tellina* cf. *lutea* Gray, *Macoma nasuta* Conr., *Mya arenaria* L., *M. are-*

[1] Смешение сборов фаун из еловской и кавранской толщ произошло, видимо, за счет неправильного включения В. Н. Винюковым в еловскую толщу разреза обн. № 67, фауна которого отличается от еловской своим молодым обликом, а литологический состав пород типичен для кавранской толщи. Между обн. № 67 и обнажениями еловской толщи находится значительный задернованный интервал. — *Прим. ред.*

http://jurassic.ru/

naria L. var. *japonica* Jay., *Cyclostrema stillicidistum* Yok., *Epitonium* cf. *similis* (Sow.), *Natica janthostoma* Desh., *N. clausa* Brod. et Sow., *Crepidula onyx* Sow., *C. squama* Reeve, *C. fornicata* L., *C. adunca* Conr., *Neptunea* (*Colus*) *eurekaensis* (Mart.), *N.* cf. *antiqua* (L.). Из иглокожих В. Ф. Аргамакова определила: *Echinarachnius parma* Gray, *E. parma* Gray var. *sakhalinensis* Arn., *E. parma* Gray var. *kamtschatica* Arn., *E. incisus* Agassis, *Echinarachinius* sp., *Dendraster* cf. *diegonensis* Rew., *D.* cf. *interlineatus* Stimp. По мнению В. С. Слодкевича, этот комплекс фауны сходен с фауной верхней части кавранской толщи западного побережья Камчатки. Таким образом, возрастные пределы кавранской толщи Озерновской впадины ограничены плиоценом, хотя для окончательного вывода о возрасте этой толщи необходимо уточнить вопрос о ее границах и выяснить принадлежность фауны, собранной В. Н. Винюковым в обн. № 67, к еловской или кавранской толще.

Туфогенно-осадочные породы кавранской толщи на западе, у Центрально-Камчатской вулканической зоны, постепенно замещаются вулканическими породами, главным образом среднего и кислого состава.

В южной части Центрального Камчатского прогиба, почти целиком перекрытой покровом четвертичных отложений, достоверные сведения о составе и возрасте пород, выполняющих прогиб, отсутствуют. О характере пород, развитых под четвертичными отложениями в Центральной Камчатской депрессии, можно лишь предполагать по редким обнажениям их в бортовых частях депрессии.

На левобережье р. Камчатки, в северной части Центральной Камчатской депрессии, распространены преимущественно верхнемиоцен-плиоценовые вулканогенные породы, лишь вблизи долины р. Камчатки сменяющиеся туфогенно-осадочными морскими и угленосными отложениями. Южнее, в бассейнах рек Сухарики и Правый Кирганик, Ю. В. Макаровым (в 1955 г.) и Н. Е. Калинниковой (в 1957 г.) описана более древняя эффузивно-туфогенная толща, сложенная андезитами, туфогенными песчаниками и алевролитами с линзами конгломератов. Мощность толщи около 800 *м*. В основании ее лежит слой конгломератов с галькой верхнемеловых (?) кремнистых сланцев и порфиритов. Породы содержат остатки фауны: *Nuculana* sp., *Yoldia* cf. *cooperi* (Gabb) var. *kovatschensis* Slod., *Thracia condoni* Dall, *Taras* (*Taras*) *orbellus* (Gld.), *Macoma* cf. *inquinata* (Desh.), *Turritella* cf. *ocoyana* Conr. Возраст пород, содержащих фауну, по мнению К. П. Евсеева, нижний — средний миоцен.

На противоположном, юго-восточном, борту Центрально-Камчатского прогиба, у мелового поднятия Валагинского хребта, развиты третичные туфогенные отложения, среди которых различается несколько толщ.

Б. В. Стыриковичем в 1956 г. описана очень мощная (3500—4000 *м*) толща морских осадочных отложений: песчаников, алевролитов, аргиллитов с мергелистыми конкрециями и слоями известняков мощностью до 20 *м*. Эти породы лежат с угловым несогласием на верхнемеловых отложениях и трансгрессивно перекрыты более чем 1500-метровой толщей песчаников, алевролитов, аргиллитов, гравелитов и мелкогалечниковых конгломератов. В песчаниках содержится много растительных остатков. Возраст отложений в достаточной степени не выяснен.

Б. Ф. Дьяков на северном склоне Валагинского хребта выделил китылгинскую и агломерато-туфовую толщи, сложенные сильно измененными андезитами и их туфами, туфогенными песчаниками и алевролитами, туфоконгломератами; мощность толщи около 1500 *м*. В верхней части туфогенных отложений содержатся остатки фауны: *Solemya*

http://jurassic.ru/

dalli Clark, *Acila* (*Acila*) aff. *gettysburgensis* (Reagan), *Yoldia* cf. *scapha* Yok., *Yoldia* sp. (cf. *Y. amaninoensis* Sim.), *Yoldia* sp. (cf. *Y. cerussata* Slod.), *Y. kuluntunensis* Slod., *Cardita* sp. (cf. *C. piltunensis* Slod.), *Macoma* sp., *Fusinus* sp., *Neptunea* sp. (cf. *N. schencki* Yok.). По мнению А. П. Ильиной, слои с этой фауной относятся по возрасту к верхнему олигоцену — нижнему миоцену. Л. В. Криштофович считает их не древнее нижнего миоцена.

По-видимому, более молодой, возможно миоцен-плиоценовой, является константиновская толща (Щербаков, 1938), сложенная главным образом туфогенными песчаниками и алевролитами; в основании толщи, общая мощность которой составляет 1500 *м*, лежат конгломераты.

Наиболее молодыми третичными отложениями Валагинского хребта являются слабо дислоцированные конгломераты с прослоями и линзами грубозернистых песчаников, трансгрессивно лежащие на константиновской толще и более древних образованиях (Дьяков, 1955).

Еще далее к югу, в бортах долины р. Быстрой отчетливо выделяются три разновозрастные третичные толщи, разделенные угловыми несогласиями: 1) быстринская (вактанская) свита — верхний олигоцен — нижний миоцен; 2) кагнисинская (березовская) свита — нижний и средний миоцен; 3) эрмановская свита — плиоцен. Сильное сужение Центрального Камчатского прогиба к югу затрудняет отделение здесь туфогенно-осадочных отложений прогиба от вулканогенных образований вулканической зоны, которые были охарактеризованы совместно при описании Центрально-Камчатской вулканической зоны. Здесь уместно подчеркнуть, что нижняя, быстринская, свита сохраняет и в крайней южной части прогиба свои характерные особенности в виде мощных пачек черных аргиллитов и алевролитов; в кагнисинской свите, с ее светлыми породами, большим количеством опоковидных отложений и туфодиатомитов, кислым составом вулканического материала легко узнается аналог нижне-среднемиоценовых туфогенно-осадочных толщ более северных частей прогиба; грубообломочные рыхлые отложения эрмановской свиты с лигнитами и пемзовой галькой, залегающие под покровами древнечетвертичных эффузивов, тождественны верхней части верхнемиоцен-плиоценовых отложений (кавранская серия) других районов Центрального Камчатского прогиба.

Интересно, что осадочные и туфогенные отложения Центрального Камчатского прогиба прослеживаются и далее, за с. Малка, после поворота к востоку основных структур полуострова. Как уже упоминалось, между с. Малка и г. Петропавловском, по наблюдениям В. Н. Бондаренко, намечаются две фациальные подзоны с различным составом третичных отложений: в юго-западной подзоне (верховья рек Банной, Карымчиной и др.) распространены преимущественно вулканогенные породы, в северо-западной, проходящей вдоль Южно-Быстринского хребта, вулканогенные породы в значительной степени замещаются туфогенно-осадочными. Таким образом, Южно-Быстринский хребет, во всяком случае его северо-западная часть, может рассматриваться как продолжение (окончание?) Центрального Камчатского прогиба.

Основные черты палеогеографии Центрального Камчатского прогиба представляются в следующем виде. Развитие позднеолигоценовой трансгрессии обусловило образование на месте Центрального Камчатского прогиба узкого морского бассейна, в центральной части которого отлагались преимущественно черные илы. К западу и, возможно, к востоку располагалась вулканическая зона и отлагались вулканогенные толщи с преимущественно основным составом лав.

http://jurassic.ru/

Тектонические движения в раннем миоцене вызвали обмеление бассейна, развитие местами континентальных угленосных отложений. Вулканы находились в тех же вулканических зонах на периферии бассейна, но состав вулканических продуктов изменился на более кислый.

Поднятия, связанные со складкообразовательными движениями в начале позднего миоцена, обусловили осушение бассейна и значительный перерыв в осадконакоплении. Лишь в плиоцене площадь была вновь покрыта мелким морем, среди которого в большом количестве возвышались вулканические острова. Извержения вулканов отличались большой эксплозивной силой и преимущественно кислым составом вулканических продуктов. Конец плиоцена характеризовался континентальным режимом на всей площади.

Серьезным вопросом стратиграфии третичных отложений прогиба является их нижний возрастной предел. По имеющимся данным, отложения древнее олигоцена (преимущественно верхнего) в прогибе отсутствуют, однако в ряде районов мощные толщи, залегающие ниже слоев с верхнеолигоценовой фауной, еще остаются палеонтологически не охарактеризованными (Озерновская впадина).

Не решена еще для большинства районов прогиба задача расчленения неогеновых толщ, в частности, не выяснены взаимоотношения нижнемиоценовых и верхнеолигоценовых пород.

Большое практическое значение имеет изучение третичных отложений центральной части Камчатской депрессии. По выходам пород в бортах депрессии можно предполагать участие в отложении синклинальной структуры депрессии третичных толщ мощностью в несколько тысяч метров, представленных главным образом туфогенно-осадочными отложениями, в значительной степени морскими. Третичные отложения, особенно верхнеолигоценовые, в некоторых районах прогиба характеризуются нефтепроявлениями (п-ов Ильпинский, Карагинский район и др.). Это определяет интерес к Центральной Камчатской депрессии как к нефтеперспективной площади. Вместе с тем мелководный характер морских отложений нижнего и среднего миоцена, признаки в них угленосности, выносы обломков хороших каменных углей некоторыми реками в пределах прогиба (р. Озерная) указывают на возможность нахождения крупных угольных месторождений в Озерновской впадине и в более южных районах Центральной Камчатской депрессии.

ВОСТОЧНЫЙ КАМЧАТСКИЙ ПРОГИБ

Палеогеновые и неогеновые отложения Восточного Камчатского прогиба протягиваются почти сплошной полосой вдоль восточного склона хребтов Валагинского, Тумрок и Кумроч. Северное продолжение полосы намечается на полуостровах Озерном и Говена. Этими же породами слагаются в основном и восточные гористые полуострова Камчатки.

Систематическое изучение палеогеновых и неогеновых отложений Восточного Камчатского прогиба началось в советское время, после открытия в них угля и нефти. Первая попытка дать сводную стратиграфическую схему для этой территории была сделана Л. А. Гречишкиным (1936). В его схеме третичные образования, развитые на участке между г. Петропавловском и п-овом Камчатского Мыса, подразделяются на четыре свиты: богачевскую (олигоцен — миоцен), кроноцкую (миоцен), тюшевскую (миоцен—плиоцен) и усть-камчатскую (плиоцен). Последующими работами М. Ф. Двали, О. С. Вялова, А. И. Юдина, Л. П. Грязнова, И. Б. Плешакова, Б. В. Ковалева и других указанная схема была значительно уточнена.

http://jurassic.ru/

В 1961 г. А. М. Садреевым и др. в разрезе Кроноцкого полуострова выделена ниже богачевской серии новая кроноцкая серия отложений, в нижней части которой, по заключению М. Я. Серовой, содержатся остатки микрофауны палеоценового возраста.

Однако в понимании важнейших вопросов стратиграфии палеогеновых и неогеновых отложений Восточного Камчатского прогиба до настоящего времени существует много противоречивых мнений. Охинское стратиграфическое совещание (1959 г.) отметило совершенно недостаточную изученность стратиграфического разреза Восточной Камчатки и не сочло возможным рекомендовать для третичных отложений этого района какую-либо унифицированную стратиграфическую схему.

Особые трудности в выяснении стратиграфического разреза Восточной Камчатки вызываются рядом причин и прежде всего почти полной невозможностью разграничения сходных по литологическому составу палеогеновых и верхнемеловых пород, флишоидным характером толщ, огромной их мощностью, переходом местами осадочных пород в вулканогенные, а также сильной дислоцированностью палеогеновых и миоценовых образований. Развитие представлений о стратиграфии третичных отложений этого района показано на рис. 23.

Охинское стратиграфическое совещание для Восточного Камчатского прогиба приняло, со значительной долей условности, схему палеогенового и неогенового разреза из четырех комплексов: 1) богачевская серия (верхний олигоцен — нижний миоцен), 2) тюшевская серия (средний и часть верхнего миоцена) [1], 3) кавранская серия (верхний миоцен — нижний и средний плиоцен) и 4) эрмановская свита (верхний плиоцен). Три нижние серии охарактеризованы фауной и предполагается, что они отделены друг от друга несогласиями.

Богачевская серия

Отложения богачевской серии в Восточном Камчатском прогибе пользуются широким распространением; они имеют большую мощность и хорошо отличаются от более молодых неогеновых пород по внешнему виду и литологическому составу. Толща серии сложена преимущественно песчаниками, аргиллитами и алевролитами, в подчиненном количестве содержатся слои гравелитов, конгломератов. Часто указанные породы ритмично переслаиваются между собой, образуя толщу флиша. Песчаники состоят главным образом из обломков плагиоклазов и различных эффузивных пород. Местами наблюдается содержание андезитовых и базальтовых порфиритов, их туфов, разнообразных туффитов. Сравнительно однообразный минералогический состав пород серии находит свое отражение во внешнем их облике. Породы богачевской серии обычно темно-серые, черные и грязно-зеленые, крепкие, трещиноватые, местами с прожилками кальцита и цеолитов. Для пород характерна пылевидная вкрапленность пирита. В аргиллитах и алевролитах встречаются эллипсоидальные и лепешкообразные глинисто-карбонатные конкреции. Фауны в породах богачевской серии мало, даже остатки микрофауны и диатомовых являются редкостью. Возраст пород, установленный по остаткам фауны, верхний олигоцен — нижний миоцен.

Нижняя граница серии не установлена и взаимоотношения ее с верхнемеловыми породами поэтому неясны. Местами верхнемеловые и богачевские породы настолько сходны, что разграничение их невозможно. Верхняя граница определяется несогласным залеганием отложений тюшевской серии. Общая мощность богачевской серии весьма приближенно определяется в 5—7 тыс. *м*.

[1] В некоторых районах тюшевская серия включает, видимо, и часть нижнего миоцена. — *Прим. ред.*

http://jurassic.ru/

Кроноцкий район

Породы богачевской серии развиты в верховьях р. Богачевки и в антиклинальных структурах по рекам Крутой, Тюшевке, Ивановой, Малой Чажме и др. Севернее они прослеживаются полосой вдоль восточного склона хребта Тумрок, где изучались Б. В. Ковалевым

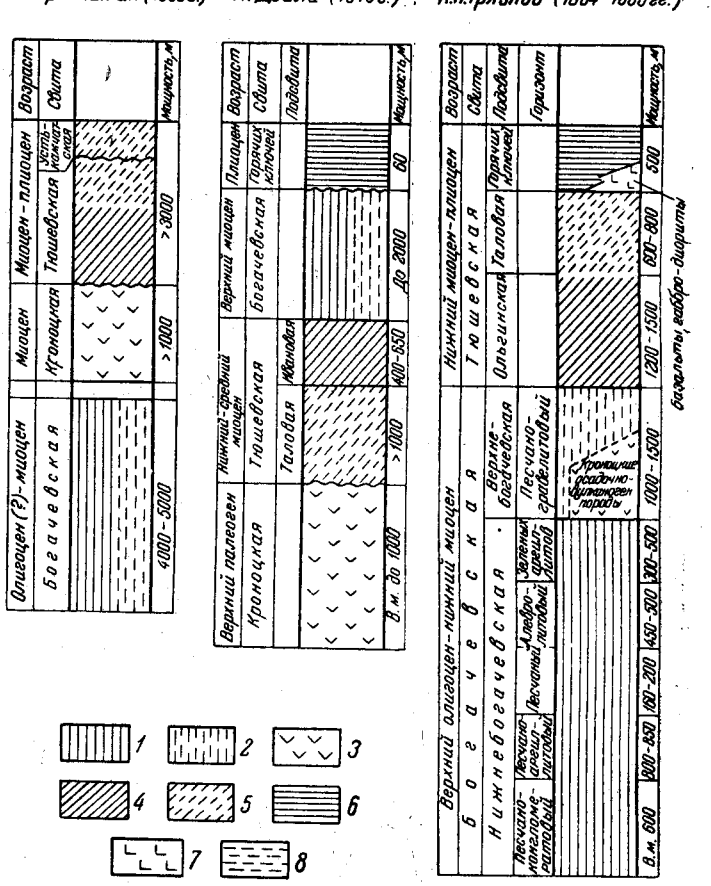


Рис. 23. Сопоставление палеоген-неогеновых разрезов Кроноц
1 — нижняя часть богачевской серии; *2* — верхняя часть богачевской серии; *5* — верхняя часть тюшевской серии; *6* — ракитинская серия;

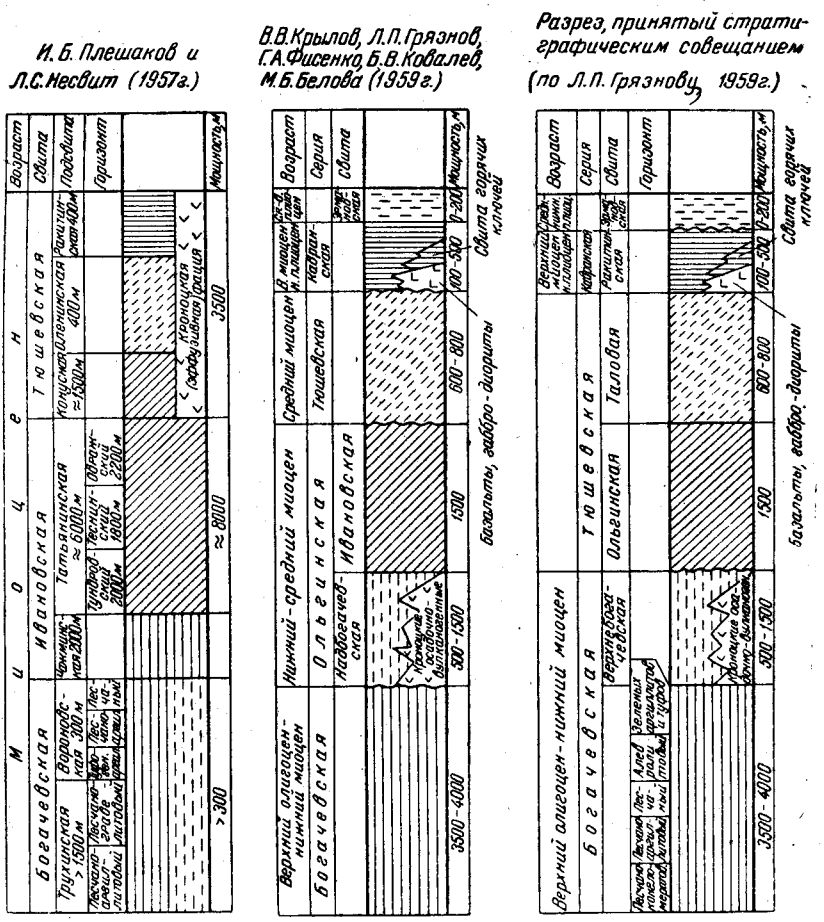
в 1959—1961 гг. Вулканогенные аналоги серии широко развиты на п-ове Кроноцком.

В северо-западной части Кроноцкого района (реки Богачевка, Тюшевка) Л. П. Грязновым богачевская серия разделяется по литологическому составу на две свиты: нижнебогачевскую и верхнебогачевскую. Первая сложена главным образом аргиллитами и алевролитами с подчиненными пачками песчаников, конгломератов и гравелитов; во второй преобладают песчаники[1].

[1] Разделение богачевской серии на нижнебогачевскую и верхнебогачевскую свиты является местным и в значительной мере условным, так как сильная дислоцированность пород в бассейне р. Богачевки не позволяет точно выяснить здесь взаимоотношения между различными толщами серии. — *Прим. ред.*

http://jurassic.ru/

Нижнебогачевская свита наиболее полно представлена и изучена в верховьях р. Богачевки, где проводятся буровые работы на нефть и газ. Здесь она делится Л. П. Грязновым на пять согласно залегающих друг на друге горизонтов: 1) песчано-конгломератовый мощностью 1750 *м*; 2) песчано-аргиллитовый — 850 *м*; 3) песчаный — 200 *м*; 4) алевролитовый — 550 *м*; 5) зеленых аргиллитов и туфов — 500 *м*. Палеон-



кого района в представлениях различных авторов

серии; *3* — кроноцкая осадочно-вулканогенная толща; *4* — нижняя часть тюшевской *7* — верхненеогеновые эффузивы; *8* — эрмановская серия

тологически эти горизонты охарактеризованы слабо, единичные находки фауны имеются только по первому и второму горизонтам.

Песчано-конгломератовый горизонт обнажается в ядре Богачевской антиклинальной складки, между устьем р. Трухинки и ручьем Мостовым. Разрез его здесь следующий (снизу вверх):

1. Переслаивание песчаников и аргиллитов; мощность прослоев песчаника 0,5—1,5 *м*, аргиллитов 0,15—0,3 *м* . . . . . 160 *м*
2. Аргиллиты темно-серые, крепкие с тонкими линзами (2—8 *см*) алевролитов и песчаников . . . . . 170 „
3. Переслаивание песчаников и аргиллитов; мощность прослоев от 2—5 *см* до 0,8 *м*; внизу разреза — гравелиты . . . . . 400 „
4. Переслаивание базальтов с туфогенными аргиллитами и песчаниками; мощность потоков лав от 3 до 12 *м* . . . . . 100 „

http://jurassic.ru/

5. Переслаивание аргиллитов и песчаников с преобладанием аргиллитов 420 *м*

6. Песчаники с прослоями аргиллитов, алевролитов и гравелитов; мощность прослоев аргиллитов и алевролитов колеблется от 10 *см* до 10—12 *м*, гравелитов — от 30 *см* до 7—8 *м* . . . . . 550 „

Песчаники туфогенные, плагиоклазовые, темно-серого цвета с зеленоватым оттенком, средне- и крупнозернистые, местами с включениями гравия и линзами аргиллитов; породы трещиноватые, с прожилками кальцита; цемент глинистый и глинисто-карбонатный.

Аргиллиты и алевролиты темно-серого, почти черного цвета крепкие, местами окремненные, с прожилками кальцита и вкрапленностью пирита.

Гравелиты темно-серые и зеленовато-серые, разнозернистые, местами с мелкой галькой, цемент песчано-глинистый.

Базальты темно-серого цвета с зеленоватым оттенком, сильно измененные, с белыми прожилками кальцита и цеолитов; структура порфировая. Макроскопически базальты почти не отличаются от зеленовато-серых, сильноперемятых песчаников нижнебогачевской свиты.

Фауна в отложениях горизонта встречается редко и плохой сохранности. Известны единичные находки фауны в береговых обрывах р. Богачевки. Палеонтологом Ф. Г. Лаутеншлегером из этих отложений определена только одна форма: *Pecten (Chlamys)* cf. *ashyaensis* Nagao. Присутствие этой формы установлено в палеогеновых отложениях Японии.

Нижняя граница горизонта бурением не вскрыта. Верхняя граница четкая, отбивается хорошо и принята как маркирующий горизонт при построении структурной карты Богачевской антиклинали. Нормальная мощность вскрытой части песчано-конгломератового горизонта 1750 *м*.

Песчано-аргиллитовый горизонт развит на крыльях Богачевской антиклинали. Он вскрыт рядом буровых скважин, а в естественных обнажениях встречен на склонах долины р. Богачевки.

Отложения представлены главным образом аргиллитами, алевролитами и частично туффитами. В средней части разреза встречаются довольно мощные (от 10 до 100 *м*) пачки песчаников. Аргиллиты темно-серые, почти черные, с примесью алевритового и песчаного материала. В них встречаются прослои и линзы алевролитов и песчаников, иногда гравелитов; наблюдаются также прожилки кальцита, пылевидная вкрапленность пирита, обуглившиеся растительные остатки. Песчаники туфогенные, плагиоклазовые, мелко- и среднезернистые, серые, с глинистым и глинисто-карбонатным цементом. В составе породы, помимо плагиоклазов, присутствуют обломки эффузивов и их туфов, кварц и темноцветные минералы. В нижней части горизонта имеются прослои туффитов. Местами в разрезе отмечаются аутигенные брекчии и линзы гравелитов.

В породах изредка встречаются остатки микрофауны и диатомовых. Фауна в отложениях песчано-аргиллитового горизонта обнаружена только в одном месте — в правом береговом обрыве р. Вороновки. В коллекции В. Г. Макарова (1941 г.) Ф. Г. Лаутеншлегер определил следующие формы: *Acila gettysburgensis* (Reagan), *Acila* sp., *Nuculana* cf. *mosiensis* Laut., *Yoldia* sp., *Pandora* sp., *Thyasira* sp., *Macoma* sp., *Cardium* sp., *Serripes*(?) sp., *Turritella*(?) sp., *Littorina* sp., *Buccinum* sp., *Pisces* sp. Указанные виды часто встречаются в верхнеолигоценовых и нижнемиоценовых отложениях Америки, Японии и Сахалина. В этом же обнажении Т. П. Боровлевой обнаружена микрофауна: *Elphidium* sp., *Nodosaria* sp. indet. В сборах Л. П. Грязнова и А. С. Архипченко с р. Вороновки А. П. Ильиной и И. Г. Прониной определены: *Acila* sp., *Nuculana* cf. *mutniensis* L. Krisht., *Yoldia scapha* Yok., *Yoldia* cf. *chojensis* Simonova var. *turbida* L. Krisht., *Yoldia* cf. *tokunagai* Yok., *Cardita* cf. *mirabilis* Kogan var. *djakovi* L. Krisht., *Cardita* sp., *Thysira bisecta* Conr., *Taras* sp. (cf. *T. olutorskiensis*) L. Krisht., *Turritella* sp., *Siphonalia* sp., *Buccinum* sp., *Trichotropis* sp.

http://jurassic.ru/

По фауне возраст отложений песчано-аргиллитового горизонта определяется как верхний олигоцен — нижний миоцен.

Мощность горизонта 800—850 *м*.

Песчаный горизонт вскрыт буровыми скважинами на северо-западном крыле Богачевской антиклинали. Он обнажается также в обрывах левого берега р. Богачевки у выхода нефти. Сложен горизонт преимущественно песчаниками; в средней и нижней частях разреза встречаются маломощные прослои аргиллитов и алевролитов. Песчаники туфогенные, преимущественно плагиоклазовые, темно-серые с зеленоватым оттенком, средне- и мелкозернистые, с глинистым и, местами, карбонатным цементом. В породе изредка встречаются мелкие включения асфальта и скопления пирита. Фауна здесь не обнаружена. В скважинах песчаный горизонт хорошо выделяется макроскопически и характеризуется высоким значением кажущегося электросопротивления, порядка 120—160 *ом · м*, до 200 *ом · м*.

Мощность горизонта 200 *м*.

Алевролитовый горизонт вскрыт буровыми скважинами на северо-западном крыле Богачевской антиклинали и выходит на дневную поверхность по правому склону долины р. Богачевки. Он сложен преимущественно алевролитами и аргиллитами, среди них встречаются прослои песчаников. В кровле горизонта залегает пачка песчаников мощностью около 60 *м*, содержащих обломки ракуши и мелкую гальку осадочных пород. Аргиллиты и алевролиты темно-серые с включениями песчаников и пылевидной вкрапленностью пирита. Песчаники туфогенные, мелкозернистые с глинистым и карбонатным цементом.

В породах алевролитового горизонта встречаются мелкие конкреции мергеля, обломки ракуши, углистые включения, наблюдаются ходы илоедов. Фауны здесь не обнаружено. Очень редко в шлифах наблюдаются остатки диатомовых, радиолярий и спикулей губок. В образцах пород С. Р. Самойлович определила единичные формы пыльцы — *Pinus, Taxodium, Alnus, Carpinus* и споры — *Fungi* и *Filicalis*.

Мощность горизонта 450—550 *м*.

Горизонт зеленых аргиллитов и туфов развит в северной части Богачевской площади, на участке между ручьями Красным и Бараньим. Отложения горизонта представлены зеленовато-серыми туфогенными аргиллитами с прослоями туффитов, туфов, алевролитов и песчаников; мощность прослоев колеблется от 10 *см* до 20 *м*. В составе пород основную роль играют обломки вулканического стекла и эффузивов, кварц и плагиоклазы, реже встречаются темноцветные минералы (пироксены, биотит). В породах наблюдаются плохо сохранившиеся остатки диатомовых и радиолярий. Видимая мощность отложений горизонта 500 *м*.

В верховьях р. Богачевки с отложениями нижнебогачевской свиты связаны выходы нефти и газа.

Общая мощность отложений нижнебогачевской свиты в долине р. Богачевки определяется Л. П. Грязновым в 3500—3900 *м*. Нижняя и верхняя границы этих отложений здесь не вскрываются.

Верхнебогачевская свита (впоследствии переименованная Л. П. Грязновым и др. в надбогачевскую) распространена, по материалам Л. П. Грязнова, В. В. Крылова и др., в Кроноцком районе в верховьях рек Ольги, Крутой, Тюшевки и Малой Чажмы. Л. П. Грязновым предполагается ее развитие и в более северных районах (хребет Тумрок, Столбовские хребты).

В разрезе свиты основную роль играют зеленовато-серые песчаники, гравелиты, значительно реже встречаются темно-серые и черные алевролиты и аргиллиты, туффиты и туфы.

http://jurassic.ru/

Разрез свиты лучше всего изучен на правобережье р. Тюшевки, по р. Крутой. Здесь он имеет следующий вид (снизу вверх):

1. Переслаивание песчаников и аргиллитов; мощность прослоев колеблется от 0,05 до 8—9 *м*. Песчаники туфогенные, зеленовато-серые, мелко- и среднезернистые, иногда крупнозернистые с примесью гравия. Цемент глинистый, хлоритизированный. Аргиллиты темно-серые и черные, окремненные	400—450 м
2. Аргиллиты зеленовато-серые, окремненные с раковистым изломом	100—150 „
3. Песчаники туфогенные, серые и грязно-зеленые, средне- и крупнозернистые со слоями и линзами гравелитов, алевролитов, аргиллитов, мергелей и включениями обуглившейся древесины	около 500 „
4. Аргиллиты темно-серые, иногда содержащие остатки диатомей с прослоями туфов и туфогенных песчаников мощностью от 0,5—20 *м*	от 200 до 700 „
Общая мощность свиты в разрезе р. Крутой 1300—1800 *м*.	

В породах верхнебогачевской свиты встречаются остатки микрофауны и микрофлоры. Содержание диатомовых в общем увеличивается вверх по разрезу. Видовой состав диатомовой флоры очень однообразный. По р. Малой Чажме породы свиты содержат пресноводные диатомеи: *Melosira italica, M. islandica, Pennularia borealis* и др. (определения М. М. Забелиной). Морские формы отмечены только по рекам Ольге и Тюшевке. Среди них: *Rhabdonema* cf. *japonicum* var. *sparsicostatum* Tem. Brun, *Synedra (Thalassionema) nitzschioides* var. *obtusa* Grun. Фауна в отложениях свиты встречается редко и плохой сохранности. Известны следующие виды (определения Л. В. Криштофович, А. П. Ильиной и др.): *Solemya tokunagai* Yok. var. *nexa* Liver., *Nuculana crutaensis* Ilyina, *Nucula psjakauphensis* Khom., *Yoldia* cf. *cerussata* Slod., *Y. orientalis* L. Krisht., *Y. trahgulata* L. Krisht., *Y. chojensis* Yok., *Y. scapha* Yok., *Malletia* aff. *paronaika* Yok., *Palliolum (Delectopecten) peckhami* Gabb, *Mytilus edulis* L., *Cardita extenuata* Liver., *Thyasira* cf. *nana* Khom., *Laevicardium (Trachiocardium)* Yok., *Macrocallista olgensis* Regina, *Neptunea (Colus)* cf. *dvalii* L. Krisht., *Natica clausa* Brod. et Sow. и др.

Возраст свиты по фауне устанавливается в пределах нижнего миоцена. Нижняя и верхняя границы верхнебогачевской свиты неизвестны. Взаимоотношение ее с нижнебогачевской свитой в достаточной степени не выяснено. Контакты между ними в наблюдавшихся случаях тектонические.

На Кроноцком полуострове к возрастным аналогам богачевской серии Л. П. Грязнов и Б. В. Ковалев относят нижнюю часть толщи вулканогенных пород западного склона Кроноцкого хребта. Обнажения этой толщи имеются в береговых обрывах Кроноцкого полуострова между устьями рек Холодной и Большой Чажмы, а также от мыса Козлова до бухты Ольги и по р. Ракитинской. Толща слагается базальтами, андезито-базальтами, туфобрекчиями, различными туфами с редкими прослоями туфогенных конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов и аргиллитов.

Базальты и андезито-базальты темно-серого и черного цвета, местами с шаровой отдельностью и прожилками кварца, залегают потоками мощностью от 1—2 до 150 *м*.

Туфы андезитовые, грязно-зеленого, темно-серого, голубовато-серого, серого и желтого цвета, пелитовые, псаммитовые и псефитовые, залегают слоями мощностью от 3—5 *см* до 10—12 *м*. Иногда различные туфы, переслаиваясь, образуют пачки мощностью до 70—100 *м*.

Аргиллиты и алевролиты туфогенные, иногда с органогенной структурой, крепкие, черного цвета, местами с зеленоватым оттенком, в от-

http://jurassic.ru/

дельных прослоях (10—20 *см*) красного цвета, слоистые. Почти во всех образцах этих пород отмечаются единичные, плохо сохранившиеся раковинки фораминифер, радиолярий и панцири диатомовых.

Песчаники и гравелиты грязно-зеленого цвета, по внешнему виду не отличаются от аналогичных пород, описанных в западной части Кроноцкого района.

Общая мощность вулканогенных и туфогенных пород 1000—1200 *м*.

В геологической литературе вулканогенные породы Кроноцкого п-ова известны под названием кроноцкой свиты. Исследованиями Л. П. Грязнова в 1954 г., Б. В. Ковалева в 1959 г. и О. И. Супруненко в 1960 г. установлено, что на Кроноцком полуострове вулканогенные породы составляют разновозрастные образования, нижняя часть которых может быть параллелизована с богачевской серией и, возможно, с верхнемеловой ирунейской серией, а верхняя часть — с более молодыми неогеновыми отложениями. По наблюдениям О. И. Супруненко, породы кроноцкой свиты на Кроноцком мысу прорываются интрузиями гипербазитов.

Полуостров Шипунский и ближайшие к нему районы

К югу от Кроноцкого района отложения, сходные с богачевской свитой, имеются на п-ове Шипунском.

При геологической съемке п-ова Шипунского в 1959—1960 гг. В. Г. Крымов выделил здесь две свиты — жупановскую и шипунскую, которые могут быть условно параллелизованы с богачевской серией. Жупановская свита во многом сходна с кроноцкой эффузивной толщей. Она сложена значительно измененными андезитами и базальтами (часто с шаровой отдельностью), их туфами и туффитами. Мощность толщи 2000—2500 *м*. Шипунская свита (по-видимому, представляющая собой фациальное видоизменение жупановской свиты на площади, удаленной от вулканических центров) сложена породами того же состава, но в нижней ее части появляются окремненные темные аргиллиты, содержащие мелкообломочные туфы и туффиты кислого состава. Органических остатков в породах жупановской и шипунской свит обнаружено не было.

В бассейне р. Левой Жупановой и по р. Кояновой богачевская серия, по Е. М. Изотовой, представлена переслаиванием туфогенных песчаников, алевролитов и аргиллитов. Мощность отложений серии более 1000 *м*. Б. В. Стыриковичем указывается, что в западном направлении разрез толщи видоизменяется, в ней появляются слои известковистых песчаников и линзы мергелей. Мощность отложений при этом увеличивается до 3500—4000 *м*.

В северной части Валагинского хребта Б. Ф. Дьяков отложения богачевской серии описывает под названием китылгинской толщи. Последняя сложена андезитовыми туфами, туффитами, туфогенными песчаниками и аргиллитами. Нижняя и верхняя границы толщи известны. Видимая мощность этих отложений около 1000 *м*. В коллекции фауны, собранной Б. Ф. Дьяковым из верхней части толщи, А. П. Ильина определила следующие формы: *Solemya dalli* Clark, *Acila (Acila)* aff. *gettysburgensis* (Reagan), *Yoldia* cf. *scapha* Yok., *Y.* sp. (cf. *Y. amaninoensis* Sim.), *Yoldia* sp. (cf. *Y. cerussata* Slod.), *Yaldia* sp. (cf. *Y. kuluntunensis* Slod.), *Cardita* sp. (cf. *C. piltunensis* Slod.), *Macoma* sp., *Fusinus* sp., *Neptunea* sp. (cf. *N. schencki* Yok.) и др. Указанные виды характерны для отложений верхнего олигоцена — нижнего миоцена.

http://jurassic.ru/

Восточный склон хребта Кумроч

В этом районе к богачевской серии относятся породы, выделенные Л. П. Грязновым и Ю. А. Новоселовым в 1959 г. в состав ветловой свиты. Отложения этой свиты широкой полосой (10—15 *км*) прослеживаются вдоль восточного склона хребта Кумроч, примерно от с. Шубертово до мыса Тупого. По р. Камчатке они наблюдаются в береговых обрывах у горы Мыс Портняжинский (Большие Щеки) и по правому берегу протоки Ажабачьей до мыса Сигнального. Севернее Камчатки отложения ветловой свиты прослеживаются в нижнем течении рек Радуги и Асхавы, в верховьях рек Халницы, Тарховки, Широкой, в нижнем течении р. Левой Ветловой и по р. Кедровой.

Л. А. Гречишкин (1935) отложения ветловой свиты называл богачевской свитой. О. С. Вялов включил их в свиту кумроч, возраст которой условно принимался в пределах верхний мел — нижний миоцен. М. Ф. Двали отложения ветловой свиты, развитые по рекам Широкой, Радуге и Камчатке, относил к богачевской (верхнемиоцен-плиоценовой) свите, а породы, обнажающиеся вдоль берега залива Озерного (мыс Тупой), к более древним — палеогеновым образованиям. Б. Н. Карасев ветловую свиту считал верхнемеловой (?).

Самая верхняя часть свиты хорошо вскрывается в береговых обрывах залива Озерного в устье р. Алтын и в районе мыса Тупого (между реками Долинкой и Извилистой).

В разрезе отложений ветловой свиты основную роль играют аргиллиты и алевролиты, менее распространены песчаники, туфы, гравелиты, андезитовые порфириты. Аргиллиты и алевролиты темно-серые, почти черные, с пылевидной вкрапленностью пирита. Песчаники туфогенные, темно-серые и зеленовато-серые, мелкозернистые с прожилками кальцита и кварца. Среди описанных пород гравелиты залегают линзами и мелкими включениями. В гравелитах местами содержится фауна, встречаются шаровые (5—8 *см*) конкреции мергеля и сростки кристаллов пирита. Туфы андезитовые с пелитовой структурой, красно-бурого и зеленовато-серого цвета.

По рекам Ягодной и Алтын в основании свиты залегают туфогенные конгломераты. Основание этих конгломератов не вскрывается. В других местах (реки Камчатка, Радуга, Асхава и др.) контакт с условно верхнемеловыми отложениями свиты кумроч тектонический: свита кумроч надвинута на ветловую. Выше над конгломератами разрез свиты по р. Алтын следующий:

1. Песчаники темно-серые и зеленовато-серые, мелкозернистые с прослоями и линзами аргиллитов, алевролитов и туфов	450—500 *м*
2. Переслаивание аргиллитов, алевролитов и песчаников; встречаются лепешкообразные конкреции известковистых песчаников. В разрезе содержатся два потока (?) андезитовых порфиритов (10—20 *м*)	Около 1500 „
3. Аргиллиты с редкими прослоями песчаников	300—350 „
4. Аргиллиты алевритистые с линзами и прослоями песчаников, алевролитов и кремнистых сланцев	2500 „

5. Венчают разрез свиты отложения, развитые вдоль западного побережья залива Озерного, в районе мыса Тупого. Они представлены переслаивающимися аргиллитами, алевролитами, туфогенными песчаниками; встречаются линзы гравелитов и мергелистые конкреции, в которых М. Ф. Двали в 1947 г. и Л. П. Грязновым в 1959 г. собраны остатки верхнеолигоцен-нижнемиоценовой фауны. В коллекции М. Ф. Двали Л. В. Криштофович определила следующие формы: *Acila (Acila)* aff. *gettysburgensis* (Reagan), *Nuculana (Borissia) pilvoensis* Laut., *N. (Borissia) alferovi* Slod., *N. (Nucula) psjakauphensis* Khom., *Yoldia orientalis* L. Krisht., *Y. chojensis* Sim., *Laternula* sp. (cf. *L. besshoensis* Yok.), *Cardita* cf. *yokoyamai* Slod.,

http://jurassic.ru/

Macoma sp., *Macoma* cf. *calcarea* Gmel., *Panomya* sp., *Miopleiona* sp., *Turritella* sp., *Viviparis*(?) sp., *Dentalium* sp. Из сборов Л. П. Грязнова определены: *Acila (Acila)* aff. *vengeriana* Laut., *Nuculana (Borissia) alferovi* Laut., *Yoldia* aff. *caudata* Khom., *Yoldia* aff. *scapha* Yok., *Cardita* sp. (aff. *C. rafensis* Slod.), *Cardita* cf. *ferruginea* Slod., *Turritella* sp. (определения А. Д. Кочетковой и В. М. Гладиковой).

Описанная часть свиты хорошо сопоставляется с отложениями богачевской серии Кроноцкого района. Интересно отметить, что с отложениями ветловой свиты часто связаны выходы сероводородных источников. Такие источники наблюдаются и в верховьях р. Богачевки.

Нижняя граница ветловой свиты остается неизвестной. Севернее мыса Тупого описанные отложения трансгрессивно перекрываются породами нижнего и среднего миоцена. В устье р. Алтын на породах ветловой свиты с угловым несогласием залегают отложения верхнего миоцена — плиоцена.

Общая мощность ветловой свиты превышает 5000 *м*.

Широкое распространение богачевской серии на восточном побережье Камчатки к югу от пос. Усть-Камчатска (реки Сторож, Адриановка и др.) устанавливается геологическими съемками Б. В. Ковалева в 1959—1960 гг.

Нижняя часть серии здесь сложена песчаниками и гравелитами с линзами конгломератов и прослоями алевролитов, аргиллитов, пепловых туфов и туффитов. Мощность толщи 2000—2500 *м*. На восток, в сторону Кроноцкого полуострова, толща обогащается вулканическим материалом. На площади, где развиты переходные вулканогенно-осадочные породы, эффузивы (преимущественно базальты) составляют 60—70% состава толщи, сложенной, помимо эффузивов, туфогенными песчаниками, конгломератами, туфами. Мощность вулканогенно-осадочной толщи здесь приближенно определена Б. В. Ковалевым в 800—1000 *м*.

Верхняя часть серии сложена более тонкообломочными породами, она представляет собой флишоидное переслаивание аргиллитов и песчаников с подчиненными прослоями туфов и туффитов. Мощность толщи 2000—2500 *м*. По мнению Б. В. Ковалева, эта толща соответствует ивановской свите И. Б. Плешакова (1957 г.), за исключением самой верхней части свиты, хорошо охарактеризованной фауной нижнего и среднего миоцена.

При приближении к Кроноцкому полуострову вулканогенный характер приобретают отложения и верхней толщи; они становятся здесь очень мелководными, в них часто встречаются слои и линзы гравелитов и конгломератов, наблюдается много обугленных растительных остатков. Осадочные отложения переслаиваются с потоками базальтов, встречаются дайки оливиновых базальтов и диабазов. Мощность толщи примерно 1000 *м*.

Из органических остатков в верхней толще встречена лишь пыльца: *Picea,* Juglandaceae, *Betula, Alnus, Tsuga,* характерные для лесной растительности, близкой по возрасту к миоцену.

Невыясненным остался возраст (верхнемеловой или третичный?) третьей, дроздовской свиты, условно отнесенной Б. В. Ковалевым к третичным образованиям. Свита эта представляет собой флишоидное переслаивание плотных песчаников, гравелитов, алевролитов, аргиллитов с измененными базальтами, андезитами и их туфами: встречаются мергелистые конкреции и слои кремнистых сланцев. Мощность толщи 2500—3000 *м*.

http://jurassic.ru/

Сходные породы были описаны В. П. Мокроусовым в 1953 г. в верховьях р. Андриановки и отнесены условно к третичным. Н. Е. Калинникова и О. Н. Толстихин эти породы сравнивают с распространенными на западном берегу Кроноцкого озера.

Другие районы Восточного Камчатского прогиба

На полуострове Камчатского Мыса аналогом богачевской серии является выделенная М. Ф. Двали в 1947 г. столбовская свита, изучавшаяся О. С. Вяловым (1940 г.), А. И. Юдиным (1954 г.) и др., а впоследствии описанная Ю. А. Новоселовым (1960 г.) в Тарховском хребте и на побережье бухты Солдатской. В разрезе этой свиты наблюдается флишевое переслаивание аргиллитов, алевролитов, песчаников, туфов. Встречаются потоки пироксеновых андезитов и андезито-базальтов. Мощность свиты ориентировочно составляет 3—5 тыс. *м*. В породах свиты Л. П. Грязновым и Ю. А. Новоселовым в 1959 г. собраны остатки олигоценовой фауны: *Glycymeris* sp., *Pecten* sp., *Pecten*(?) *vel Venericardia*(?) sp., *Ostrea* sp., *Siphonalia*(?) *bicarinata* Hend., *Fusinus* sp., *Dentalium* sp., неопределимые обломки кораллов. Более ранние находки здесь фауны М. Ф. Двали и О. С. Вялова ограничиваются *Pecten (Variamussium)* cf. *stanfordensis* Arnold, *Ostrea* sp.

На п-ове Озерном к отложениям богачевской серии относятся песчаники, алевролиты, разнообразные туффиты и туфы, развитые на западном склоне Начикинского хребта и в бассейнах рек Ольховой и Конской. В этих породах К. П. Евсеевым, по сборам М. А. Сухарева, в 1954 г. определены остатки миоценовой фауны: *Acila gettysburgensis* (Reagan), *Yoldia praecaudata* Evseev, *Mytilus* sp., *Turritella* sp., *Macoma* sp., *Acila* sp. и др.

Очень сходны с богачевской серией породы свиты мыса Промежуточного на о. Карагинском, представляющие собой переслаивание аргиллитов, алевролитов и песчаников. По описаниям Д. С. Харкевича (1941), А. И. Юдина, Л. П. Грязнова, эта свита входит в общую крупную моноклиналь, сложенную верхнемеловыми отложениями. Однако большинство исследователей проводят вдоль контакта этой серии с вышележащей эффузивно-туфогенной толщей (порфиритовая свита) линии тектонических контактов. Поэтому не исключена возможность соприкосновения в разрезе о. Карагинского верхнемеловых и третичных пород по надвигу, как это имеет место к югу (хребет Кумроч) и к северу (п-ов Говена) от острова.

На п-ове Говена отложения верхнего олигоцена — нижнего миоцена, по данным Г. М. Власова Ю. Г. Егорова, Л. А. Анкудинова и др., пользуются широким распространением, прослеживаясь полосой в 15—20 *км* от мыса Говена на северо-восток, вдоль юго-восточных склонов Пылгинского хребта. Отложения имеют характер флишоидного переслаивания туфогенных песчаников и черных плотных алевролитов и аргиллитов; встречаются слои туфов и потоки измененных андезитов и базальтов. Мощность толщи достигает 5—6 тыс. *м*. Г. С. Кузюков в 1959 г. в районе бухты Сомнения обнаружил прослой аргиллита, переполненный остатками *Yoldia (Pacifica)* ex gr. *nitida* Slod.

Тюшевская серия

Отложения тюшевской серии в Восточной Камчатке развиты преимущественно на площади Тюшевского наложенного прогиба, особенно отчетливо выраженного в районе Кроноцкого полуострова. Они также встречаются сравнительно небольшими участками на юго-восточном

http://jurassic.ru/

склоне Валагинского хребта, в Щапинском грабене, в Усть-Камчатской депрессии и в других пунктах.

Породы тюшевской серии резко отличаются от нижележащих отложений богачевской серии светло-серой окраской, значительно меньшей плотностью, содержанием слоев диатомитов, обилием остатков фауны, меньшей дислоцированностью пород. Светлые породы тюшевской серии при высыхании на поверхности еще более «выбеливаются», что вообще характерно для туфогенных осадков. Помимо рассеянного в породах вулканического материала, в тюшевской толще нередко встречаются слои разложенных пепловых туфов (андезитового и более кислого состава), представленных бентонитовыми глинами.

В отложениях тюшевской серии преобладают полимиктовые песчаники, светлые, голубовато-серые, на поверхности обычно обохренные, аргиллиты, белые и кремовые легкие диатомиты и туфодиатомиты. Подчиненное значение имеют гравелиты, конгломераты, мергелистые конкреции. Породы часто ритмично переслаиваются друг с другом, обусловливая флишоидное строение толщ.

Отличие пород тюшевской серии от таковых богачевской серии само по себе указывает на перерыв между временем отложения богачевских и тюшевских осадков. Существование этого перерыва подтверждается, во всяком случае для геоантиклинальных зон, наблюдениями Б. В. Ковалева на Кроноцком полуострове, установившим трансгрессивный характер залегания тюшевских пород на богачевских и залегание в основании тюшевской толщи мощных базальных конгломератов.

По органическим остаткам возраст тюшевской серии определяется в пределах верхней части нижнего — среднего миоцена. Верхняя граница тюшевской серии определяется несогласным залеганием на ней верхнемиоценовых и более молодых пород. Общая мощность серии составляет 2500—3000 *м*.

Большинство исследователей (Л. А. Гречишкин, М. Ф. Двали, Л. П. Грязнов) разделяет тюшевскую серию на две свиты, которым даются различные наименования.

Лучше всего изучены породы тюшевской серии в юго-западной части Кроноцкого района, на площади, где ведутся нефтепоисковые работы.

Юго-западная часть Кроноцкого района

Отложения тюшевской серии здесь разделены Л. П. Грязновым на ольгинскую и таловую свиты (первая иногда именуется ивановой свитой). И. Б. Плешаков соответствующие отложения называет конусной и оленинской свитами. Отложения тюшевской серии у Кроноцкого вулканического массива Б. В. Ковалев разделяет на сходнинскую и оленинскую свиты.

Ольгинская свита широкой полосой прослеживается вдоль Тюшевского прогиба, от рек Татьяны и Ольги на северо-восток до р. Малой Чажмы. Хорошие естественные обнажения свиты имеются по рекам Татьяне и Ольге, в 12—15 *км* выше устья. Здесь наблюдается флишоидное переслаивание песчаников, алевролитов, аргиллитов, туфодиатомитов. Мощность слоев аргиллитов обычно колеблется в пределах 2—5 *см*, редко выражаясь в миллиметрах или достигая 5 *м* и более.

Мощность песчаников и алевролитов изменяется от 5 до 10 *см*, иногда до 40 *см*. Тонкое переслаивание пород различных по окраске (ржаво-желтая, коричневая, черная, светло-серая) придает обнажениям свиты в обрывах характерный полосчатый вид.

http://jurassic.ru/

Аргиллиты и алевролиты темно-серые, иногда с зеленоватым оттенком, в сухом виде светло-серые, довольно крепкие, с раковистым изломом и иногда со скорлуповатой отдельностью. В них встречаются диатомеи *Coscinodiscus moesinatus* Ehr., *Cocconeis biharensis* Brun., *Thalassionema*. Имеются ходы червей, шарообразные мергелистые конкреции, углистые включения.

В коллекциях фауны из ольгинской свиты Л. В. Криштофович, А. П. Ильина и И. Г. Пронина определили: *Colemya dalli* Clark, *S. tokunagai* Yok., *Nucula* sp., *Acila (Acila)* sp., *A. (Truncacila)* sp., *Nuculana (Sacella) crassatelloides* Laut., *N. (Nuculana) chehalisensis* Weaver var. *vengeriana* Kogan, *N. (Sacella) crutaensis Ilyina, N.* aff. *elongorostrata* Clark, *N. (Nuculana) schmidti* L. Krisht., *N. (Borissia) alferovi* Slod., *Nuculana* cf. *slodkewitschi* Kogan, *Yoldia scapha* Yok., *Y. orientalis* L. Krisht., *Y. chehalisensis* (Arnold), *Y. cerussata* Slod., *Yoldia* cf. *pennulata* Slod., *Y. triangulata* L. Krisht., *Yoldia* cf. *thraciaeformis* (Storer), *Yoldia* cf. *scissurata* Dall, *Yoldia* cf. *pilvoensis* Slod., *Yoldia* cf. *nitida* Slod., *Malletia inermis* Yok., *Arca* sp., *Palliolum (Delectopecten) peckhami* (Gabb), *Palliolum (Delectopecten) pedroanus* (Tr.), *Lima goliath* Sow., *Mytilus snohomishensis* Weaver, *M. edulis* L. var. *dvalii* L. Krisht., *Modiolus (Brachidontes) esutoruensis* L. Krisht., *M. solea* Slod., *Limopsis tiuschevkensis* Liver., *Cardita hannibali* Clark, *Cardita* cf. *antiqua* Slod., *Cardita* sp. (cf. *C. denudata* Slod.), *Thyasira tschamguensis* L. Krisht., *T. disjuncta* cf. var. *ochotica* L. Krisht., *Taras* sp., *Laevicardium (Cerastoderma) shinjiense* (Yok.), *Cardium* sp., *Serripes tithum* L. Krisht., *Tellina* cf. *alternata* Say var. *chibana* Yok., *Macoma balthica* L., *M. calcarea* Gmel., *Mactra (Spisula)* sp., Mya(?) sp., *Amauropsis* cf. *oregonensis* Dall, *Cylichna orientalis* Yok., *Lora viridula (O. Fabricius), Psephaea prevostiana* (Grosse) var. *oregonensis* (Dall), *Fusinus* sp., *Neptunea despecta* (L.), *N.* cf. *bairdi* (Dall), *N. tiuschevkensis* Ilyina, *N. (Colus) dvalii* L. Krisht., *N.* cf. *pribilofensis* Dall, *N. (Colus)* sp. (cf. N. (C.) *calameus* Khom.), *Buccinum* cf. *rondinum* Dall, *B.* cf. *poronaicum* Khom., *Plicifusus (Colus) ornatus* Khom., *P. (Colus) ornatus* Khom. var. *talovaensis* L. Krisht., *Nassarius* sp., *Natica clausa* Brod, *Natica* cf. *clarki* Ether., *Polinices (Euspira) galianoi* Dall, *Murex* sp. (cf. *M. tethys* Nomland), *Agasoma*(?) cf. *columbianum* Anderson et Martin, *Whytneyella* sp., *Hemytheris*(?) sp., морские ежи, офиуры, позвонки рыб. Многие виды характерны для нижнего и среднего миоцена.

Взаимоотношения ольгинской свиты с отложениями богачевской серии в Кроноцком районе не выяснены, так как между ними известны лишь тектонические контакты.

Основываясь на наличии конгломератов в основании разреза ольгинской свиты (р. Ольга), Л. П. Грязнов предполагает, что между сериями имеется несогласие. И. Б. Плешаков считает переход от нижележащих отложений к тюшевской серии постепенным.

Мощность ольгинской свиты определяется примерно в 2500 *м*.

Таловая свита, впервые выделенная М. Ф. Двали по р. Таловой (1943 г.) в Кроноцком районе, распространена в нижнем течении рек Половинной, Татьяны, Ольги, Волчьей, в среднем течении р. Тюшевки и по р. Оленьей.

Свита сложена переслаивающимися песчаниками, алевролитами, аргиллитами и диатомитами. Изредка встречаются прослои гравелитов, конгломератов, спонголитов, пепловых туфов, различных туффитов. Мощность слоев песчаников и аргиллитов колеблется от 0,05 до 1,5 *м*. Местами пласты песчаников (мощностью до 10 *м* и более) или аргилли-

http://jurassic.ru/

тов (до 5 *м* и более) чередуются с пачками, состоящими из тонкопереслаивающихся песчаников и аргиллитов.

Аргиллиты и алевролиты светло-серые и зеленовато-серые, часто с примесью песчаного материала, плотные, местами значительно окремненные, опоковидные. В них нередко встречаются ходы илоедов, следы ряби и другие иероглифы, описанные Д. С. Несвитом и И. Б. Плешаковым (1960).

В породах таловой свиты В. С. Порецкая определила более 100 видов диатомовых водорослей. В основном это планктонные формы — обитатели морских бассейнов нормальной солености. Наиболее распространены виды: *Coscinodiscus elegans* Grev., *C. impolites* Rattr., *C. intersectus* Brun., *C. marginatus* Ehr., *C. stelearis* Repn., *Phizosolensis* sp., *Cymatksira debyi* Temp. et Brun, *Thalassionema nitzschioides* var. *obtusa* Grun., *Denticula kamtschatica* Zabelina и др.

Сравнение найденной диатомовой флоры с другими ископаемыми флорами Дальнего Востока обнаруживает, по мнению В. С. Порецкой, ее наибольшее сходство с флорой миоцен-плиоценовой диатомовой свиты п-ова Шмидта Северного Сахалина. Массовое развитие спор *Thalassiosira* sp., наблюдаемое в аргиллитах тюшевской серии, характерно также для неогеновой диатомовой флоры о. Итурупа и о. Карагинского. Много общих видов имеет флора Кроноцкого района с флорой маруямской и куросийской (средний и верхний миоцен) свит Южного Сахалина.

Отложения таловой свиты характеризуются фораминиферами *Hyperammina problematica* Volosh., *Cyclammina complanata* Volosh., *C. praecancellata* Volosh., *C. kamtschatkensis* Volosh., *Haplophragmoides* sp., *Ammodiscus tenuis* Volosh. Из радиолярий здесь встречаются *Cenosphaera vesparia* Haeckel, *C. jenkensi* Campbell et Clark, *C. megachile* Campbell et Clark, *Xiphosphaera gigantea* Campbell et Clark, *Heliosphaera miocenica* Campbell et Clark, *Cenelipsis micropora* Haeckel и др. Фауна фораминифер и радиолярий тюшевской серии находит своих аналогов в миоценовых отложениях Сахалина.

В коллекциях М. Ф. Двали, Л. П. Грязнова, И. Б. Плешакова, К. М. Севостьянова и других геологов Л. В. Криштофович, А. П. Ильина, И. Г. Пронина и К. П. Евсеев из пород таловой свиты определили следующие виды фауны: *Nuculana (Nuculana) chehalisensis* (Weaver), *N. elongorostrata* (Clark), *N. (Sacella) wajampolkensis* Slod., *N. schmidti* L. Krisht., *N. (Borissia) alferovi* Slod., *N. taphria* Dall, *Yoldia scapha* Yok., *Y. orientalis* Krisht., *Yoldia* cf. *triangulata* L. Krisht., *Yoldia* cf. *istratovae* L. Krisht., *Y. scissurata* Dall, *Yoldia* cf. *pennulata* Slod., *Malletia inermis* Yok., *M. ovalis* L. Krisht., *Malletia* aff. *poranaika* Yok., *Limatula pilvoensis* Laut., *Lora vidula* (O. Fabricius), *Mytilus snohomishensis* Weaver, *M. edulis* L., *Cardita antiqua* Slod., *C. taracaicum* Yok., *Mya karaginskiensis* Khark., *Colus* cf. *errones* Dall, *Plicifusus (Colus) ornatus* Khom., *Thyasira bisecta* Conr., *Tellina* cf. *alternata* Say var. *chibana* Yok. и др.

По остаткам фауны возраст таловой свиты определяется как средний миоцен. Мощность ее 750—800 *м*.

Северо-восточная часть Кроноцкого района

Здесь отложения тюшевской серии были изучены Б. В. Ковалевым в 1959—1960 гг. Они распространены в виде полосы северо-восточного направления, соответствующей простиранию Тюшевского прогиба и ограниченной на западе надвигом богачевских отложений на тюшевские

http://jurassic.ru/

(надвиг Гречишкина), а на востоке — трансгрессивным контактом тюшевских отложений с вулканогенно-осадочными аналогами богачевской серии, развитыми на большей части Кроноцкого горного массива.

Нижнюю часть тюшевской серии Б. В. Ковалев объединяет в сходнинскую свиту.

Сходнинская свита прослеживается полосой в 3—4 *км* примерно от устья р. Ракитинской на северо-восток до Камчатского залива (устье р. Четвертой) и выходит на поверхность в северной части Кроноцкого полуострова (верховья рек Большой Чажмы и Валентины). В разрезе свиты основную роль играют флишоидно переслаивающиеся песчаники, алевролиты и аргиллиты, меньшим развитием пользуются туффиты, туфы и конгломераты. На северном берегу Кроноцкого полуострова в основании сходнинской свиты лежат базальные валунно-галечниковые конгломераты, состоящие из валунов и галек подстилающих пород, преимущественно базальтов.

Конгломераты вверх по разрезу сменяются оливиновыми базальтами, которые в свою очередь перекрываются грубозернистыми песчаниками и гравелитами с глауконитом и большим количеством мергелистых конкреций; содержание глауконита в песчаниках составляет местами более 50% всего состава породы.

Б. В. Ковалев отмечает, что песчаники и конгломераты нижней части сходнинской свиты по внешнему виду похожи на породы богачевской серии. Это сходство базальных слоев тюшевской серии с богачевскими отложениями Б. В. Ковалев объясняет тем, что обломочный материал нижней части тюшевской серии образовался в значительной мере за счет размыва пород богачевской толщи[1].

Выше конгломератов и песчаников лежит мощная (около 400 *м*) толща с флишоидным переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов, с прослоями белых пепловых туфов и плотных опоковидных пород, представляющих собой спонголиты. Толща эта выделена Б. А. Алферовым как полосчатая свита.

Песчаники полимиктовые, содержат обломки плагиоклазов (андезин 20—25%), кварца (5%), эффузивов основного и среднего состава (до 50%), хлорита (примерно 5%), реже встречаются обломки кремнистых пород и микродиоритов. Цемент глинисто-карбонатный и карбонатный, участками имеющий оолитовую структуру.

Аргиллиты и алевролиты содержат обломки плагиоклазов, кварца, хлорит, диатомеи, мелкие вкрапленники пирита. Спонголиты сложены спикулями кремневых губок, опалом и халцедоном.

В породах Б. В. Ковалевым обнаружены остатки нижне-среднемиоценовой фауны (определения В. М. Гладиковой): *Nuculana (Sacella)* cf. *vengeriensis* Kog., *N. (Sacella) crassatelloides* Laut., *Yoldia* cf. *scapha* Yok., *Y. nitida* Slod., *Y. pilvoensis* Slod., *Y. transvena* L. Krisht., *Y. cerussata* Slod., *Macoma* aff. *astori* Dall, *Thyasira praebisecta* L. Krisht., *T. smekhovi* Kogan var. *kriljonensis* L. Krisht., T. ex gr. *bisecta* (Conr.) и др.

По сборам Л. П. Грязнова в 1954 г. из отложений, развитых в нижнем течении р. Ракитинской, А. П. Ильина и И. Г. Пронина определили: *Yoldia* cf. *cerussata* Slod., *Yoldia* aff. *chehalisensis* Arnold, *Y. scapha* Yok., *Cardita* cf. *laxata* Yok., *Phacoides (Lucinoma) acutilineata* (Conr.), *Mactra adotimovensis* Laut., *Mya karaginskiensis* Khark.,

[1] Об этом же свидетельствует и характер слюдистых минералов богачевской и тюшевской свит. В туфогенных отложениях богачевской серии весьма распространены биотит и яркоокрашенный хлорит. В тюшевской серии, особенно в ее базальных слоях, наблюдается большое количество совершенно обесцвеченного в результате длительного перемыва хлорита, ошибочно описываемого как мусковит. — *Прим. ред.*

http://jurassic.ru/

Agasoma(?) aff. *columbianaum* Anderson et Martin, *Trophon* sp., *Buccinum* cf. *leucostoma* Yok., *Plicifusus ornatus* Khom., *Neptunea lirata* Mart. Остатки диатомовых водорослей в породах сходнинской свиты представляют собой преимущественно морские формы; реже встречаются солоноватоводные и, как исключение, пресноводные.

Общая мощность сходнинской свиты более 1500 *м*. Вверх по разрезу она постепенно переходит в оленинскую свиту. Условной границей между свитами Б. В. Ковалев считает появление неслоистых алевролитов, характерных для низов оленинской свиты.

Оленинская свита распространена на водоразделе между реками Большая и Малая Чажма и по р. Ракитинской. Она сложена туфогенными песчаниками, алевролитами и аргиллитами, сильно выбеливающимися на поверхности, загрязненными мелкой галькой и гравием эффузивных пород. В породах довольно часто встречаются линзы и конкреции мергелей с остатками фауны. В истоках р. Ракитинской отчетливо видно трансгрессивное залегание оленинской свиты непосредственно на отложениях богачевской серии. По Б. В. Ковалеву, разрез свиты имеет следующий вид.

В нижней части вскрывается горизонт неслоистых голубовато-серых алевролитов, в основании которых наблюдаются прослои и линзы гравелитов, сцементированных глинисто-карбонатным цементом. Гравелит состоит на 70% из обломков осадочных пород нижележащей сходнинской свиты (аргиллиты, диатомиты, спонголиты), остальные обломки представлены преимущественно андезитами и бурым вулканическим стеклом; встречаются обуглившиеся растительные остатки. Мощность нижнего горизонта 250—300 *м*.

Выше по разрезу наблюдается переслаивание гравелитов и зеленовато-серых разнозернистых песчаников, содержащих мергелистые конкреции. Мощность этого горизонта около 250 *м*.

Верхняя часть свиты распространена в среднем течении р. Большой Чажмы; она представляет собой флишоидное переслаивание тонких слоев (по 10—20 *см*) светло-серых песчаников, алевролитов и аргиллитов. Значительная часть пород состоит из обломков диатомей в пелитоморфной глинистой массе. В породах часто наблюдается примесь гальки базальтов, андезитов, диабазов. Мощность верхнего горизонта около 200 *м*. В коллекции фауны, собранной Б. В. Ковалевым, В. М. Гладикова определила: *Yoldia thraciaeformis* (Yok.), *Crenella sertunayana* Kog., *Phacoides (Lucinoma) acutilineata* (Conr.) и остатки морских ежей.

В обуглившихся растительных остатках В. П. Соломоновской обнаружены споры и пыльца: *Picea, Myrica, Tsuga, Pinus* подрода *Haploxylon,* Polypodiaceae.

В нижнем течении р. Малой Чажмы оленинская свита несогласно перекрывается верхнемиоцен-плиоценовыми отложениями (кавранская серия). Общая мощность оленинской свиты около 800 *м*.

В Щапинском грабене, на юго-восточном склоне Валагинского хребта, стратиграфическим аналогом тюшевской серии являются еще очень плохо изученные угленосные отложения, иногда чередующиеся с морскими, а также эффузивно-осадочные толщи, сложенные андезитами, их туфами и разнообразными туфогенными породами (агломерато-туфовая толща Б. Ф. Дьякова, 1955).

В Усть-Камчатском районе породы тюшевской серии слагают хребет Токинец (Низкий), встречаются в виде небольших по площади останцев на богачевских породах в Столбовских хребтах и занимают значительную площадь в бассейне р. Озерной и на западном склоне Начикинского хребта. В хребте Токинец они описаны М. Н. Ивантиши-

http://jurassic.ru/

ным (1930) и Л. А. Гречишкиным (1935) под наименованием усть-камчатской свиты, Р. И. Вяловой и О. С. Вяловым в 1940 г. как верхний отдел свиты токинец. Более детально отложения серии изучались М. Ф. Двали в 1947 г., Б. Н. Карасевым в 1957 г., Л. П. Грязновым и Ю. А. Новоселовым в 1960 г., М. И. Воробьевым в 1961 г.

Разрез тюшевской серии к югу от устья р. Камчатки (названный таловой свитой), по Л. П. Грязнову и Ю. А. Новоселову, представляется в следующем виде. В районе горы Коврижка в основании обнажающегося разреза свиты лежат конгломераты с галькой туфов, песчаников, кремнистых сланцев и других пород мощностью 3 *м*. Выше залегают песчаники плагиоклазовые, мелко- и среднезернистые, слоистые, с мергелистыми конкрециями диаметром 8—15 *см*, с остатками фауны; среди них изредка встречаются прослои алевролитов. Мощность пачки около 350—400 *м*. В верхней части разреза преобладают серые алевролиты; мощность пачки до 200 *м*. Общая видимая мощность таловой свиты составляет 600 *м*.

Остатки фауны в таловой свите у горы Горбуша собирались М. Н. Ивантишиным, М. Ф. Двали, Р. И. Вяловой и О. С. Вяловым, Б. Н. Карасевым и Ю. А. Новоселовым. По определениям И. П. Хоменко, Л. В. Криштофович и К. П. Евсеева, здесь установлены: *Yoldia* cf. *scapha* Yok., *Y. orientalis* L. Krisht., *Mytilus edulis* L., *Lucina borealis* L., *Saxidomus nuttalli* Conr., *Tellina vestaloides* Yok., *Solen gordonis* Yok., *S. krusensterni* Schr., *Neverita ampla* Phil., *Liomesus nux kamtschaticus* Khom. По фауне возраст отложений определяется в пределах среднего миоцена.

В Малых Щеках р. Камчатки, вблизи устья р. Пекалки, обнажается следующий разрез тюшевской серии:

1. Песчаники плагиоклазовые среднезернистые с маломощными (0,1—0,2 *м*) прослоями аргиллитов. Видимая мощность	55 *м*
2. Переслаивание песчаников и аргиллитов; мощность прослоев песчаников от 0,2 до 0,6 *м*, аргиллитов от 0,05 до 0,15	120 „
3. Алевролиты с редкими и маломощными (5—10 *см*) прослоями зеленовато-серых песчаников	28 „
4. Переслаивание песчаников, аргиллитов и алевролитов; мощность прослоев колеблется от 3—5 до 15—20 *см*. Встречаются шарообразные и яйцевидные конкреции мергеля, содержащие фауну	200—250 „
По сборам М. Ф. Двали, Р. И. Вяловой, О. С. Вялова, Б. Н. Карасева и других геологов, отсюда определены следующие виды: *Yoldia* cf. *scapha* Yok., *Malletia* sp., *Pecten pedroanus* Trask., *P. (Pecten)* ex gr. *hastatus* Sow., *Palliolum (Delectopecten) peckhami* Gabb., *Pododesmus* cf. *macroschisma* (Desh.), *Mytilus edulis L., M. edulis* L. var. *dvalii* L. Krisht., *Venus* sp., *Tellina* cf. *corbuloides* Hanl., *Mya* sp., *Buccinum* cf. *fragilis* L. и др.	
5. Алевролиты с линзами песчаника	15 „
6. Песчаники с прослоями алевролитов	80—100 „

Описанные породы трансгрессивно перекрываются отложениями кавранской серии.

Общая обнажающая мощность таловой свиты по р. Камчатке определяется примерно в 550—600 *м*.

В Столбовских хребтах аналоги тюшевской серии описаны М. Ф. Двали по р. Керганской (правый приток р. Столбовой) и Ю. А. Новоселовым по р. Белой Столбовой к югу от горы Безымянной. Разрез отложений по р. Белой Столбовой следующий:

1. На размытой поверхности богачевской толщи несогласно залегают конгломераты с хорошо окатанной галькой из аргиллитов, песчаников и сланцев нижележащих пород	25 *м*
2. Гравелиты с карбонатным цементом	20 „
3. Алевролиты с прослоями и линзами песчаников	43 „
4. Конгломерат мелкогалечниковый	2 „

http://jurassic.ru/

5. Алевролиты с редкими прослоями песчаников; в породах встречаются конкреции с фауной *Neptunea* sp., *Glycymeris* sp., *Dentalium* sp. . . . . 380 *м*

Общая мощность обнажающейся толщи несколько больше 450 *м*.

Сходные образования тюшевской серии развиты на северо-восточном продолжении Восточного Камчатского прогиба в юго-западной части Корякского нагорья, где они описаны под наименованием пахачинской свиты.

Кавранская серия

Верхнемиоцен-плиоценовые отложения лишь недавно выделены в самостоятельную серию. Ранее они включались М. Ф. Двали в тюшевскую серию как верхняя свита горячих ключей и И. Б. Плешаковым — как ракитинская свита. Стратиграфическое совещание в Охе рекомендовало называть эту серию кавранской. Стратиграфический объем ее несколько меньше, чем кавранской серии Западной Камчатки, так как в последнюю включается и эрмановская свита.

Отложения кавранской серии в Восточном Камчатском прогибе распространены довольно широко. Они прослеживаются вдоль западного склона Кроноцкого хребта от мыса Ольги до устья р. Большой Чажмы, встречаются на восточных склонах хребтов Тумрок и Кумроч, на п-ове Камчатского Мыса, в бассейнах рек Озерной, Жупановой, Налычевой и др.

Кавранская серия сложена преимущественно грубозернистыми песчаниками и конгломератами с линзами ракушняков и подчиненными слоями аргиллитов, алевролитов, диатомитов. В вулканическом массиве Кроноцкого полуострова осадочные отложения замещаются базальтами, андезитами и их туфами.

Породы серии залегают трансгрессивно на размытой поверхности более древних образований. Для центральной части Тюшевского прогиба И. Б. Плешаковым (1958) предполагается постепенный переход пород тюшевской серии в породы кавранской серии. Здесь несогласие между этими сериями, по-видимому, проявлено слабо в силу преемственности условий кавранского времени от тюшевского морского бассейна.

Кавранская серия перекрывается отложениями верхнего (и среднего?) плиоцена эрмановской свиты. Мощность ее колеблется от 50 до 550 *м*. В породах серии местами в изобилии содержатся остатки толстостенной теплолюбивой фауны, характерной для среднеплиоценовой этолонской свиты Западной Камчатки. В Кроноцком районе отложения серии лучше всего изучены по рекам Тюшевке и Ракитинской.

Разрез кавранской серии по р. Тюшевке описан М. Ф. Двали (1955) под названием свиты горячих ключей. Отложения серии здесь лежат трансгрессивно на вулканогенных породах верхнебогачевской свиты. В основании ее находятся конгломераты с гравием и галькой эффузивных пород и линзовидными включениями обуглившейся древесины. Выше залегает толща чередующихся конгломератов, ракушняков, глауконитовых песчаников и аргиллитов. Указанные породы хорошо наблюдаются в правом береговом обрыве р. Тюшевки вблизи устья р. Волчьей. Здесь общая мощность толщи 60 *м*. В породах ее содержится разнообразная фауна, а в некоторых прослоях флора: *Pinacea, Salix* sp., *Betula* sp., *Carpinus* cf. *grandis* Ung., *Alnus* sp., *Ulmus appendiculate* Heer, *U. carpinoides* Goepp., *Vitis* cf. *plurinervis* Pojark. и др.

В коллекции фауны, собранной М. Ф. Двали, Л. В. Криштофович определила (1948 г.): *Arca* cf. *kobeltiana* Pilsbry, *Pecten (Chlamys)* ex gr. *hastatus* Sow., *Pecten* ex gr. *swiftii* Bern., *P. (Patinopecten)* cf.

http://jurassic.ru/

jessoensis Jay, *Pododesmus macroschisma* Desh., *Modiolus* sp. (cf. *M. wajampolkensis* Slod.), *Mytilus* sp., *Ostrea alacodenselamellosa* Nagao, *Pandora* sp. (cf. *P. gretschischkini* Slod.), *Cardita tiuschevkensis* Ilyina, *C. (Miodontiscus) prolongata* (Carpenter), *Thyasira* cf. *barbarensis* Dall, *Phacoides* (*Lucinoma*) *acutilineata* (Conr.), *Taras gouldi* Yok., *Taras* cf. *harfordi* Ander., *T.* cf. *orbellus* (Gld.), *Clementia* sp., *Cardium* aff. *taracaicum* Yok., *C. (Cerastoderma) kliutschensis* L. Krisht., *C. (Cerastoderma)* cf. *decoratum* Grewingk, *Saxidomus*(?) *kamtschatica* L. Krisht., *S.*(?) *conejectus* L. Krisht., *Macrocallista tiuschevkensis* Khom., *M. olgensis* Ilyina, *Pitaria kavranensis* Slod., *Macoma* aff. *truncatoides* Khom., *Macoma* cf. *nasuta* Conr., *M. calcarea* Gmel., *Mactra* cf. *polynyma* Stimps., *Mya truncata* L., *M. arenaria* L. var. *japonica* Jay, *M.* aff. *majanatshensis* Ilyina, *Neptunea* cf. *plicata* Adams, *Crepidula* cf. *princeps* Conr., *Calyptraea* cf. *filosa* Gabb, *C. mamillaris* Dall, *Natica clausa* Br. et Sow., *N. janthostoma* Desh., *Terebratulina* cf. *japonica* (Sowerby), *Dentalium* sp., *Serripes* sp., *Balanus* sp.

В фаунистическом комплексе серии А. П. Ильина различает две зоны. Одна, приуроченная к песчаным отложениям морского бассейна, характеризуется фаунистическим комплексом сублиторали. Вторая зона, представленная грубообломочными отложениями, является прибрежной. Фауна содержит много общих видов с фауной кавранской серии западного побережья Камчатки.

По р. Ракитинской отложения серии, по наблюдениям Л. П. Грязнова и И. Б. Плешакова, трансгрессивно залегают на размытой поверхности верхнебогачевской свиты. Разрез ее следующий:

1. Конгломераты с валунами кроноцких эффузивов (базальты, андезиты, туфы) и песчано-туфовым цементом	50—100 *м*
2. Аргиллиты темно-серые с маломощными прослоями и линзами (0,1—0,15 *м*) угля; остатки фауны *Venus* cf. *campechiensis* Conr. и др.	0,2—2,5 „
3. Туфогенные конгломераты с валунами базальтов, алевролитов и песчаников, сцементированные песчано-туфовым материалом; фауна *Venus* sp., *Phacoides* sp. и др.	до 3,0 „
4. Песчаники полимиктовые, мелкозернистые с глинистым и карбонатным цементом. В породах много спикул губок, фораминифер, остатки фауны: *Nuculana mutniensis* L. Krisht., *Yoldia scapha* Yok., *Glycymeris* cf. *chitanii* Yok., *Pecten* sp., *Thracia condoni* Dall, *Cardita adamensis* Laut., *Macoma nasuta* Conr., *Mya karaginskiensis* Khark., *M. sertunayensis* Laut., *Lumatula* sp. и др.	10 „
5. Песчаники туфогенные, средне- и мелкозернистые с опаловым цементом, прослои пепловых туфов (0,3—1,0 *м*). В породах содержится фауна: *Glycymeris* cf. *chitanii* Yok., *Pecten (Chlamys) turpiculus* Yok., *Pecten* sp., *Cardita adamensis* Laut., *Cardium (Cerastoderma) taracaicum* Yok. и др.	15 „
6. Песчаники туфогенные, разнозернистые и гравелиты с глинистым цементом; в песчаниках встречаются прослои белых туфов	30 „
7. Алевролиты крепкие, опоковидные	15—20 „
8. Переслаивание туфогенных песчаников и аргиллитов	100 „
Общая мощность серии по р. Ракитинской 220—280 *м*.	

По наблюдениям И. Б. Плешакова и Л. П. Грязнова, на востоке, в сторону Кроноцкого полуострова, в кавранской серии становятся более выраженными прибрежные фации. В основании толщи здесь развиваются валунно-галечниковые конгломераты, трансгрессивно залегающие на кроноцких базальтах, и грубозернистые глауконитовые песчаники с обильными остатками моллюсков, спонголитов и лигнитов. Потоки кроноцких базальтов языками заходят в толщу морских отложений, содержащих характерную для кавранской серии фауну (Плешаков, 1958). Базальты оливино-пироксеновые, темно-серого, почти черного цвета, местами со столбчатой отдельностью. Породы имеют пор-

http://jurassic.ru/

фировую флюктуационную структуру, характерную для лавы, застывшей в движении. Таким образом, часть кроноцкой эффузивно-туфогенной толщи представляет собой миоцен-плиоценовые образования.

По А. П. Ильиной, кавранский фаунистический комплекс отличается по составу от тюшевского. Такие виды, как *Nuculana taphria* Dall, *Glycymeris chitanii* Yok., *Thracia kavranensis* Ilyina, *Pecten turpiculus* Yok., *Serripes groenlandicus* (Brug.), *Mya sertunayensis* Laut. и др., встречаются на Сахалине в верхнемиоценовых сертунайской, венгерийской и углегорской свитах. На Западной Камчатке эти формы развиты в кавранской серии, образование которой охватывает верхний миоцен — плиоцен.

Сходный характер аналоги кавранской серии сохраняют и в других районах Восточного Камчатского прогиба. Повсюду отложения этой серии залегают на размытой поверхности более древних образований и содержат фауну верхнего миоцена — плиоцена. Местами в разрезе этих отложений преобладают грубообломочные породы (конгломераты, гравелиты, песчаники). В качестве примера можно привести разрез берегового обрыва залива Озерного у горы Алтын, изученный Л. П. Грязновым в 1959 г. Здесь толща общей мощностью около 600 *м* состоит из переслаивающихся туфогенных гравийно-галечниковых конгломератов и песчаников; встречаются также маломощные слои аргиллитов с линзами ракушняков (*Buccinum* sp., *Patella* sp., *Tellina* sp.). В составе обломков конгломератов преобладают кремнистые сланцы, яшмы, плотные песчаники и аргиллиты, гипербазиты. Такого характера породы непрерывно прослеживаются в береговом обрыве между устьем р. Алтын и р. Заалтынной.

На п-ове Камчатского Мыса к аналогам кавранской серии относится нижняя часть толщи рыхлых отложений, распространенных в бассейне рек Ольховой и Белой и описанных М. Ф. Двали, О. С. Вяловым, А. И. Юдиным и др. Отложения залегают несогласно на породах богачевской серии. В основании их лежат песчано-конгломератовые и песчано-гравелистые отложения, выше сменяющиеся голубоватыми и зелеными песчаными глинами, содержащими много диатомей. По сборам М. Ф. Двали, О. С. Вялова, А. И. Юдина, Ю. А. Новоселова и др., из этих отложений определена следующая фауна: *Leda pennula* Yok., *L. confusa* Khom., *Yoldia sagittaria* Yok., *Palliolum (Delectopecten)* cf. *peckhami* Gabb, *Cardita matschigarica* (Khom.), *C. ferruginea* Cless., *Modiolaria nigra* (Gray), *Taras (Taras) semiasperum* Phil., *T. semiaspera* Yok., *Laevicardium (Cerastoderma) shinjiense* Yok., *Liocyma fluctuosa* (Gld), *Liocyma* cf. *subfluctuosa* Khom., *Crassatellites atanensis* L. Krisht., *Macoma* cf. *astori* Dall, *Macoma* cf. *osakaensis* L. Krisht., *Macoma* cf. *calcarea* (Gmel.), *Macoma* cf. *oneilli* Dall, *Macoma* cf. *alascana* Dall, *M. incongria* Mart., *M. craussi* Dall, *Mactra* cf. *polynyma* Stimp., *Mya arenaria* L., *Mya truncata* L., *Saxicava pholadis* L., *Cryptonatica janthostoma* Desh., *Margarites* cf. *beringianus* Schmidh. (определения Л. В. Криштофович, И. П. Хоменко, А. Д. Кочетковой). Эти виды часто встречаются в отложениях верхнего миоцена и плиоцена Камчатки.

В образцах А. И. Юдина В. С. Порецкая и Н. И. Волкова определили 114 форм диатомовых водорослей и две формы кремневых жгутиковых. Наиболее часто здесь встречаются морские формы диатомей: *Melosira albicons* Sheshukova, *M. sulcata* (Ehr.), *Thalassiosira pileola* Sheshukova, *Coscinodiscus excentricus* Ehr., *Coscinodiscus stelleris* Grun., *C. bathyomphalus* Cl. и др. В тех же породах определены радиолярии и фораминиферы (О. С. Вялов). Среди фораминифер Н. А. Волошиновой установлены: *Globobulimina pacifica* Cushman,

http://jurassic.ru/

Uvigerina peregrina Cushman, *Pulvinulinella* sp., *Valvulineria* aff. *graudis* Cushman et Calliner и др.

Мощность описанных отложений на п-ове Камчатского Мыса от 300 до 1200 *м*.

Б. В. Ковалевым в 1959 г. на побережье Камчатского залива, между полуостровами Камчатского Мыса и Кроноцким, установлено распространение в бассейнах рек Малой Чажмы, Четвертой, Третьей, Адриановки, Сторожа почти горизонтально залегающих на водоразделах преимущественно грубообломочных отложений (туфогенные песчаники, конгломераты, туфы с прослоями аргиллитов и алевролитов), содержащих верхнемиоцен-плиоценовую фауну: *Macoma echabiensis* Slod., *Tellina lutea* Gray, *Siliqua lucida* Conr., *Mactra (Spisula) polynyma* Stimp. var. *voyi* (Gabb), *Serripes groenlandicus* (Brug.) и др. Отложения часто содержат гальку пемзы андезито-дацитового состава. В западном направлении по мере удаления от берега океана осадочные породы замещаются вулканогенными — андезитами, андезито-базальтами, туфами и туффитами. Мощность отложений до 250 *м*. Они лежат несогласно на породах богачевской серии и часто перекрываются нижнечетвертичными плато-эффузивами.

По Е. М. Изотовой, к кавранской серии относятся отложения мощностью около 1500 *м*, развитые по рекам Новый Семячик, Правой Жупановой и Левой Жупановой. В обнажениях здесь преобладают конгломераты, гравелиты, песчаники и туффиты. Мощность слоев колеблется от 10—15 *см* до 0,5 *м*. Породы лежат на размытой поверхности богачевской серии. В них встречены остатки фауны: *Yoldia isotovi* St., *Laevicardium (Cerastoderma)* cf. *shinjiense* Yok., *Papyridea noyamiana* Kogan, *Macoma optiva* Yok., *M. echabiensis* Slod., *M. sakhalinensis* Ew., *Tellina* cf. *bodegensis* Hinds, *Mya (Mya) arenaria* L. и др.

На п-ове Шипунском, в его юго-западной части, В. Г. Крымовым в 1960 г. описана судовская свита, состоящая из конгломератов, гравелитов с линзами лигнитов, туфогенных песчаников с остатками верхнемиоцен-плиоценовой фауны: *Pecten sp.* (aff. *P. swiftii*), *Phacoides* sp. cf. *P. acutilineata* Conr.), *Laevicardium* sp., *Septifer* sp., *Mya* sp., *Hemithyris* sp. indet., *Tissurella* sp., *Fusinus* sp. indet., *Natica* sp., *Volutopsis* sp. indet. Породы несогласно залегают на отложениях, похожих на тюшевскую серию (свита ручья Горного, по В. Г. Крымову). Мощность толщи около 100 *м*.

В Валагинском хребте кавранская серия описана Б. В. Стыриковичем в 1955—1956 гг. Разрез мощностью около 1500 *м* представлен песчаниками, туффитами, гравелитами и конгломератами, встречаются слои аргиллитов. В песчаниках обнаружены остатки фауны: *Acila (Acila) kovatschensis* L. Krisht., *Macoma nasuta* (Conr.), *M. calcarea* Gmel., *Macoma cf. optiva* Yok., *M. echabinensis* Slod., *Tellina* cf. *aragonia* Dall, *T. bodegensis* Hinds, *Serripes* sp.

Работы А. Г. Цикунова в 1960—1961 гг. в Валагинском хребте (бассейн р. Китыльгин) показали распространение там позднеогеновых отложений от ильинской до этолонской свит включительно (верхний миоцен — нижний плиоцен).

Эрмановская свита

Отложения кавранской серии перекрываются эрмановской свитой, выделенной в 1959 г. Л. П. Грязновым. Ранее соответствующие породы описывались как плиоцен-постплиоценовые (Б. М. Штемпель), постплиоценовые (М. Ф. Двали), древнечетвертичные (Л. П. Грязнов, В. П. Мокроусов) или плиоценовые отложения. Характерный состав и

http://jurassic.ru/

найденные в отложениях остатки флоры двудольных позволили выделить их как наиболее молодые части неогенового стратиграфического разреза Восточной Камчатки.

Свита сложена преимущественно рыхлыми конгломератами, гравелитами и песчаниками, содержащими слои диатомитов, синевато-серых глин, светлых пепловых туфов, туффитов, линзы лигнитов, сидеритовые конкреции, пыльцу покрытосеменных растений. Характерно содержание в породах мелкой гальки белой пемзы.

В низах свиты обычно лежат туфы, туфобрекчии и конгломераты, налегающие несогласно на различные более древние породы. Это и послужило основанием для выделения толщи в качестве самостоятельного комплекса. Мощность свиты достигает 500 *м*.

В пределах наиболее глубоких прогибов, где развиты верхнемиоцен-плиоценовые морские отложения, взаимоотношения последних с эрмановской свитой достаточно не изучены. Здесь несогласие между ними может быть и не проявлено, как об этом пишет И. Б. Плешаков (1958). Поэтому отделение в качестве серии плиоценовых континентальных отложений от верхнемиоцен-плиоценовых морских отложений не представляется возможным [1].

В Кроноцком районе отложения эрмановской свиты развиты в бассейне р. Медвежки, в верховьях рек Богачевки, Татьяны, Ольги, Крутой, Тюшевки, Малой Чажмы и в Кроноцкой низменности. Породы свиты залегают на различных отложениях палеогена и неогена и перекрываются покровами древнечетвертичных плато-эффузивов.

По р. Медвежке в разрезе свиты наблюдаются галечники, гравелиты, песчаники и глины в неравномерном переслаивании друг с другом; мощность отдельных слоев колеблется от 0,1 до 2,5 *м*; встречаются обугленные растительные остатки и линзы лигнитов. Мощность отложений составляет 200—250 *м*.

В верховьях рек Богачевки, Крутой, Ольги эрмановская свита представлена главным образом конгломератами с галькой андезитов и базальтов и туфовым цементом, а также андезитовыми туфобрекчиями; мощность толщи достигает 150 *м*.

В Кроноцкой низменности по буровым скважинам мощность пород эрмановской свиты превышает 200 *м*. Они представлены гравелитами, песчаниками, глинами и лигнитами, которые перекрываются четвертичными прибрежными морскими и аллювиально-озерными отложениями. Восточнее вулкана Кихпиныч отложения эрмановской свиты содержат большое количество обломков белой пемзы.

К эрмановской свите, видимо, относится верхняя часть отложений, описанных Б. В. Ковалевым по рекам Четвертой, Третьей, Малой Чажме, Адриановке, Сторожу, состоящих из конгломератов, песчаников, различных туффитов, содержащих гальку пемзы и линзы лигнитов.

Рыхлые грубообломочные отложения с лигнитами описаны Б. В. Стыриковичем в 1957 г. по рекам Левой Жупановой, Вахвиной, Мальцевской, Корниловской и Правой. В разрезе этих отложений основную роль играют конгломераты, среди которых встречаются прослои гравелитов и грубозернистых песчаников. Указанные породы залегают на фаунистически охарактеризованных отложениях верхнего

[1] Правильнее, видимо, было бы эрмановскую толщу и отложения, выделенные в Восточной Камчатке в кавранскую серию, включать как свиты (или фации) в общую кавранскую серию, объем которой тогда строго соответствовал бы объему одноименной серии Западной Камчатки. Это тем более необходимо, что последние работы в Валагинском хребте (А. Г. Цикунов, 1961 г.) наметили возможность посвитной параллелизации неогеновых отложений Западной и Восточной Камчатки. — *Прим. ред.*

http://jurassic.ru/

миоцена — плиоцена и перекрываются нижнечетвертичными эффузивами. Мощность плиоценовых отложений в верховьях р. Правой до 500 *м*.

На восточном склоне Валагинского хребта распространены галечнико-песчаные отложения с подчиненным содержанием глин, содержащие растительные остатки и линзы лигнитов (мальцевская свита А. В. Щербакова, осиновская свита Б. Ф. Дьякова).

В Усть-Камчатском районе к эрмановской свите условно относится верхняя часть рыхлых отложений, распространенных вдоль восточного склона хребта Кумроч и в бассейнах рек Ольховой и Белой.

Основные черты палеогеографии палеогенового и неогенового времени

Третичные отложения Восточного Камчатского прогиба имеют возрастной интервал от олигоцена (верхний олигоцен) до плиоцена включительно. Вопрос о более древних палеогеновых отложениях остается пока открытым для большинства районов прогиба, кроме п-ова Кроноцкого, где были недавно обнаружены эоценовые(?) и палеоценовые(?) породы. По-видимому, развитие морских условий на Восточной Камчатке в кайнозое связано преимущественно с позднеолигоценовой трансгрессией, чрезвычайно широко распространившейся в притихоокеанских областях. Однако нижние части мощных третичных толщ Восточной Камчатки слишком плохо изучены, чтобы можно было уверенно говорить об отсутствии здесь отложений более древних, чем верхнеолигоценовые. Большое сходство палеоген-нижнемиоценовых и верхнемеловых пород Восточной Камчатки указывает на возможность некоторой преемственности условий третичных бассейнов ссадконакопления от позднемеловых; отсутствуют также значительные различия в степени дислоцированности верхнемеловых и палеоген-нижнемиоценовых пород. Корреляционная схема палеогеновых и неогеновых отложений различных районов этого региона приведена в табл. 9.

В третичных отложениях Восточной Камчатки четко выделяются три толщи, разделенные крупными несогласиями:

1) богачевская — верхнеолигоцен-нижнемиоценовая;

2) тюшевская — нижне-среднемиоценовая;

3) кавранская — верхнемиоцен-плиоценовая. Несогласия более отчетливо выражены в геоантиклинальных структурах (у поднятий) и в более слабой степени проявляются (или совсем не проявляются?) в глубоких прогибах. Они связаны с наиболее сильными фазами складчатости, широко проявившимися в Восточной Азии: 1) ларамийской (конец мела — начало палеогена), 2) курильской (начало миоцена), 3) алеутской (граница среднего и верхнего миоцена) и 4) сахалинской (конец плиоцена). Тектонические движения сопровождались внедрениями интрузий и вызывали изменения палеографических обстановок. Эти изменения происходили в направлении развития поднятий, сокращения площадей морских бассейнов, их глубины, смены подводного вулканизма базальтовых лав субаэральным вулканизмом с кислыми вулканическими продуктами.

Особенности пород богачевской серии (темная окраска, содержание мелкорассеянных сульфидов железа, бедность органическими остатками) связаны с их отложением в бассейнах с восстановительными условиями придонной среды. Подобные условия привели к повышенной битуминозности пород. Это особенно ярко проявляется в верховьях р. Богачевки, где легкие и маслянистые битумы в количестве от 0,005

http://jurassic.ru/

до 0,625% содержатся во всех образцах керна буровых скважин. В отдельных образцах содержание битумов достигает 1,25—2,5%, а по некоторым скважинам имеются непромышленные притоки нефти и газа. Повсеместно в отложениях богачевской серии наблюдаются, помимо прямых, и косвенные признаки нефтеносности (холодные сероводородные источники и местами наличие соленых вод, содержащих йод и бром).

Отложение осадков богачевской серии шло при интенсивной вулканической деятельности. Об этом свидетельствуют пластовые залежи базальтов, андезитов, спилитов, диабазов и высокое содержание пирокластического материала в породах. Главная масса туфогенного материала доставлялась, вероятно, с ближайших вулканических возвышенностей (островов); часть вулканических пород толщи сформировалась в подводной обстановке вдоль глубоких разломов (спилиты, шаровые базальтовые лавы, зеленокаменно-измененные туфы). Переслаивание песчаников, алевролитов и глинистых осадков (иногда также и мергелей) богачевской серии часто принимает характер флиша. С флишоидным характером отложений богачевской серии согласуется и их мощность, достигающая 6—7 тыс. *м*.

Состав отложений серии очень выдержанный по простиранию Восточно-Камчатской структурно-фациальной зоны и почти не изменяется на протяжении более 1000 *км*, от п-ова Шипунского на юге до п-ова Говена на севере.

Все особенности пород серии указывают на отложение осадков в узких сравнительно глубоких прогибах при сильной вулканической деятельности. В целом Восточный Камчатский прогиб, где накапливались осадки богачевской серии, находился среди двух крупных поднятий, располагавшихся на северо-западе (поднятие верхнемеловых пород Восточного Камчатского антиклинория), и юго-востоке (вулканическая зона восточных полуостровов). По мере приближения к вулканической зоне восточных полуостровов отложения становятся более мелководными и почти целиком вулканогенными, мощность толщ значительно сокращается, мелкая крутая складчатость пород сменяется здесь пологими сводообразными изгибами вулканических толщ и расколами. Восточные полуострова во время отложения богачевской серии представляли собой, по-видимому, цепь вулканических островов, часто погружавшихся под уровень моря. У северо-западных поднятий намечается увеличение карбонатности отложений.

В раннем миоцене, после курильской складчатости, произошла значительная перестройка палеогеографических условий, отразившаяся в резком изменении характера пород. Образование осадков тюшевской серии происходило в значительно обмелевших морских бассейнах, узких проливах и частично в наложенных грабенах. Характер тюшевских отложений указывает на хорошую проветриваемость бассейнов и окислительные условия, существовавшие в придонной среде. Глубина бассейнов значительно изменилась; периодам относительного углубления их отвечало образование флишоидных толщ, обмеления вызывали смену этих отложений более грубообломочными породами, развитие песчаных осадков с глауконитом, местами образование континентальных отложений с маломощными пластами угля. Значительное развитие поднятий в среднем миоцене обусловило расчленение тюшевской толщи на два цикла отложений, разделенных местами размывом и трансгрессивными контактами. Это обстоятельство дает возможность параллелизовать нижне-среднемиоценовые отложения Восточной Камчатки с одновозрастными образованиями Западной Камчатки, для которых по Е. П. Кленову, также характерно двуцикловое строение.

http://jurassic.ru/

Таблица 9

Схема корреляции разрезов палеогеновых и неогеновых отложений различных районов Восточно-Камчатской структурно-фациальной зоны

Единая стратиграфическая шкала			Рабочая региональная стратиграфическая схема				Район Богачевки
Система	Отдел	Подотдел	Серия	Свита	Характерный комплекс фауны	Флора	
Неогеновая	Плиоцен	Верхний		Эрмановская			Эрмановская свита Континентальныеотложения с лигнитами
		Средний	Кавранская		*Yoldia kuluntunensis* Slod., *Mya arenaria* L., *Crepidula adunca* Conrad.		
		Нижний					
	Миоцен	Верхний			*Nuculana taphria* Dall, *Glycymeris chitanii* (Yok.), *Chlamys turpiculus* (Yok.), *Mytilus cheisleveemensis* Slod., *Cardita tjuschevkensis* Ilyina, *Serripes groenlandicus* (Chem.), *Liocyma fluctuosa* (Gould), *Pododesmus macroschisma* Desh., *Macrocallista tjuschevkensis* Khom., *Saxidomus kamtschatica* L. Krisht., *Mya sertunayensis* Laut., *Anomalina glabrata* Cushman, *Bolivina hughesi* Cushman var. *paria* Cushman et Galles, *Bulimina ovata* Orbigny, *Cenosphaera miocenica* Camp. et Clark, *C. jenkinsi* Camp. et Clark, *Gribroelphidium vulgare* Volosh.	*Carpinus* cf. *grandis* Ung., *Ulmus appendiculata* Heer, *Vites* cf. *plurinarvis* Pojark., *Coscinodiscus elegans* Grev.	Свита горячих ключей Песчаники, конгломераты, базальты, туфы с фауной
		Средний	Тюшевская		*Nuculana crassatelloides* Laut., *N. (Borissia) alferovi* Slod., *Yoldia scapha* Yok., *Y. nitida* Slod., *Y. tokunagi* Yok., *Malletia inermis* (Yok)., *Delectopecten pedroanus* (Trask), *Solemya tokunagai* Yok., *Cenosphaera vesparia* Haeckel, *Cenodiscus phacoides* Haeckel, *Cristellaria kamperi* Hanna, *Cyclammina complanata* Volosh., *Haplophragmoides latidorsatum* (Bornem.)	*Thalassiosira zabelinae* Jouse и др.	Тюшевская серия Туфогенные песчаники, аргиллиты, туффиты с фауной
		Нижний	Богачевская		*Acila* cf. *gettysburgensis* (Reag.), *Nuculana praefurlongi* L. Krisht., *Yoldia* cf. *scapha* Yok., *Cardita* sp., *Turritella* sp., *Natica* sp., *Balanus* sp.		Богачевская серия Алевролиты, аргиллиты, песчаники, гравелиты, туффиты с фауной
Палеогеновая	Олигоцен						?

https://jurassic.ru/

Единая стратиграфическая шкала			Район р. Чажмы	Кроноцкий полуостров	Район рек Озерной и Еловки	Западный берег пролива Литке	Валагинский хребет (р. Китильгина)
Система	Отдел	Подотдел					
Неогеновая	Плиоцен	Верхний	Кавранская серия Конгломераты и галечники, туффиты с фауной, вверху с лигнитами	Базальты, туфы, туффиты	Кавранская толща Туфогенные песчаники, гравелиты, туффиты, туфы, туфодиатомиты с фауной и растительными остатками	Верхний миоцен — плиоцен Конгломераты, песчаники, алевролиты с фауной, андезиты, туфы	Кавранская серия Песчаники, конгломераты, алевролиты, туфы с фауной. В низах — фауна, соответствующая ильинской свите, в верхах — этолонской свите Западной Камчатки (по А. Г. Цикунову)
		Средний					
		Нижний					
	Миоцен	Верхний	Сходнинская и олененинская свита Туфогенные песчаники, алевролиты, аргиллиты, туфы, конгломераты с фауной	?	Еловская свита Аргиллиты, алевролиты, песчаники, туффиты, мергели с фауной	Средний миоцен Андезиты, андезитодациты, туфы, туффиты с флорой	Тюшевская (воямпольская, по А. Г. Цикунову) серия Алевролиты, аргиллиты, туфодиатомиты с фауной
		Средний					
		Нижний	Богачевская серия Песчаники, гравелиты, конгломераты, аргиллиты, туффиты с фауной	Богачевская серия Базальты, андезитобазальты, туфы, туффиты	? Кельменская свита Туфогенная толща — андезиты, базальты, туфы, туфогенные песчаники и конгломераты с фауной	Нижний миоцен Морские осадочные и вулканогенные породы	Китылгинская (по Б. Ф. Дьякову) толща Андезиты, туфы, туфогенные конгломераты, песчаники, алевролиты с фауной
Палеогеновая	Олигоцен			?	?	Олигоцен (ковачинская толща) Темные аргиллиты и алевролиты с фауной	
				Кроноцкая серия Базальты, песчаники, известняки с микрофауной			

https://jurassica.ru/

Отложение тюшевских осадков сопровождалось сильным вулканизмом, происходившим преимущественно в субаэральных условиях, на суше, окружавшей морские проливы. Располагавшиеся там вулканы давали большие массы пеплов андезитового и более кислого состава. Подводные излияния базальтовых и андезито-базальтовых лав продолжались преимущественно в области восточных полуостровов, где по-прежнему локализовались вулканические центры. Обилие вулканического кремнезема и благоприятные климатические условия (сравнительно умеренные) способствовали расцвету в тюшевских морских бассейнах диатомовой флоры, образовавшей большие массы органогенных пород. Появление в массовом количестве диатомей, начиная со второй половины нижнего миоцена, является характерной особенностью палеогеографических условий неогена, позволяющей в большинстве случаев довольно четко отделять палеогеновые (и самые ранние миоценовые) породы от позднейших неогеновых толщ.

После алеутской складчатости, в начале позднего миоцена морские условия сохранились лишь в центральной части Тюшевского прогиба. Здесь в условиях довольно глубокого моря продолжали накапливаться тонкие флишоидные осадки. К концу миоцена морской бассейн значительно расширился. Береговая линия его проходила в это время примерно у западной границы Кроноцкого вулканического массива, где развиты прибрежные отложения кавранской серии и где осадочные образования в значительной степени замещаются вулканическими.

Полоса распространения пород кавранской серии в верховьях рек Малой Чажмы, Андриановки, Сторожа, отвечает, возможно, другому прогибу (типа межгорной впадины), в котором отлагались грубообломочные и туфогенные осадки. Переход осадочных отложений серии в вулканогенные толщи у западной границы Восточного Камчатского прогиба, согласно наблюдениям Б. В. Ковалева, показывает на расположение в области современного Восточного хребта в позднемиоцен-раннеплиоценовое время вулканов, действовавших в субаэральных условиях. Таким образом, зона прогибов кавранского времени окаймлялась, по-видимому, поднятиями, представлявшими собой вулканические острова и хребты.

Содержащаяся в кавранской серии нижне- и среднеплиоценовая фауна характеризует теплые условия этого времени, проявлявшиеся и в других районах Камчатки, в частности в Западном Камчатском краевом прогибе.

В конце плиоцена происходило накопление континентальных, озерных и озерно-аллювиальных отложений в межвулканических депрессиях. Широкое распространение эрмановских отложений на площади связано прежде всего с относительной выровненностью позднеплиоценового рельефа Камчатки. По этой причине плащ плиоценовых озерно-аллювиальных отложений покрыл бо́льшую часть поверхности, исключая отдельные выступавшие вулканические возвышенности. Судя по большим массам кислых вулканических пеплов и пемз в плиоценовых отложениях, преобладающими типами извержений вулканов были эксплозивные, сопровождавшиеся длительной газо-гидротермальной деятельностью. Такой характер вулканических процессов способствовал выравниванию рельефа, так как вулканические явления чаще вызывали разрушение вулканических построек, чем их рост. К концу неогенового времени было достигнуто максимальное выравнивание поверхности и на выровненный рельеф с плиоценовыми озерно-аллювиальными отложениями легли покровы плато-эффузивов. Слабая палеоботаническая характеристика эрмановских отложений Восточной Камчатки

http://jurassic.ru/

не позволяет выяснить климатические условия позднего плиоцена. В других районах Камчатки это время отличалось довольно умеренным климатом, который особенно ухудшился к концу плиоцена.

Очень плохая изученность палеоген-неогеновых отложений Восточной Камчатки вызывает необходимость быстрейшего решения ряда вопросов стратиграфии этого района.

Еще окончательно не решен вопрос о взаимоотношениях палеогеновых отложений Восточной Камчатки с меловыми и получении критериев для их отличия; в некоторых зонах эти отложения представлены спилито-кератофировой формацией, перспективной в отношении колчеданных руд. Интересы нефтяной геологии настоятельно требуют разработки детальной стратиграфии богачевской серии, выяснения палеогеографических условий ее отложения для целеустремленных поисков более благоприятных в фациальном отношении площадей с лучшими коллекторскими свойствами пород. Для обеспечения правильной методики поисков нефти нужно уточнить взаимоотношения богачевской и тюшевской серий, решить вопрос о существовании в Тюшевском прогибе промежуточной по составу и стратиграфическому положению толщи. Выяснение палеогеографических условий образования тюшевской серии может дать направляющие указания в отношении поисков не только нефти, но и фосфоритов, бентонитовых глин. Условно пока решен вопрос о связях морских и континентальных отложений верхнего миоцена — плиоцена, которые выделены в отдельные серии. Несомненно, фактические взаимоотношения этих отложений более сложны, они связаны фациальными взаимопереходами.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПАЛЕОГЕНА И НЕОГЕНА КАМЧАТКИ

Общая мощность палеогеновых и неогеновых отложений Камчатки составляет 10—13 тыс. *м*, из которых 3—4 тыс. *м* приходится на палеоген и 7—9 тыс. *м* на неоген.

Геологические условия развития Камчатки и сопредельных областей молодой складчатости определили характерные особенности разновозрастных отложений, часто позволяющие разделять палеоген и неоген по литологическому составу пород. Кроме обычной большей дислоцированности отложений, особенностями палеогеновых толщ Камчатки являются: темно-серая окраска пород, в значительной степени связанная с восстановительными условиями среды палеогенового бассейна, небольшое содержание вулканического материала, его основной состав, часто флишоидный характер толщ. Для неогена более характерны светлая, иногда белесоватая окраска пород, насыщенность в некоторых зонах вулканическим материалом андезитового и более кислого состава, развитие моласс и, что особенно показательно для отложений моложе нижнего миоцена, обильное содержание диатомитов. Эти общие признаки палеогеновых и неогеновых толщ в равной мере присущи и одновозрастным отложениям Сахалина.

Эффузивно-пирокластические породы палеогена и неогена Камчатки, помимо состава, значительно отличаются по степени диагенетических преобразований. В палеогеновых вулканических толщах часто проявляются зеленокаменные преобразования лав с новообразованиями хлорита, альбита, карбонатов, цеолитов. Для неогеновых, особенно миоценовых, эффузивов более характерна «бурая» фаза преобразований, при которой лавы приобретают буроватую окраску и смолистый блеск на поверхности излома; это обусловлено развитием палагонитоподобного вещества, возможно, связанного с условиями подводного выветривания. Верхнемиоценовым и плиоценовым лавам и

http://jurassic.ru/

туфам часто бывает присуща бледно-зеленовато-желтая окраска, связанная с большим содержанием в миндалинах лав и цементе пирокластических пород вторичных (позднемагматических, гидротермальных?) продуктов монтмориллонитового состава.

Однако указанные особенности не всегда позволяют отличать палеогеновые и неогеновые отложения. Осложнение обычно вносят нижнемиоценовые породы, по литологической характеристике стоящие ближе к палеогену, нежели к неогену. В краевом прогибе Западной Камчатки они представляют собой монотонное переслаивание темных аргиллитов и алевролитов с иольдиевой фауной, внешне не отличимых от нижележащих пород верхнего олигоцена. В Восточной Камчатке мощные толщи нижнемиоценового туфогенного флиша, в вулканических зонах переходящего в вулканогенные толщи с отчетливыми зеленокаменными преобразованиями, тесно ассоциированы с верхнеолигоценовыми отложениями; здесь нередко бывает очень трудно разделить даже нижнемиоценовые и верхнемеловые вулканогенные породы. Это значительно усложняет вопрос о границе палеогена и неогена, которая для некоторых районов Камчатки является спорной, хотя развитие особенно сильного вулканизма, начиная с раннего миоцена, несомненно, является общей закономерностью для территорий Сахалина и Камчатки. Смена лав основного состава более кислыми обусловлена закономерно развивавшимися в течение позднемелового и третичного времени процессами последовательного раскисления вулканических продуктов. Процесс этот осложнялся и на короткое время прерывался излияниями основных недифференцированных лав после складкообразовательных движений.

Другая закономерность, облегчающая сопоставление третичных разрезов в этих районах на значительных расстояниях, проявляется в виде закономерно сменявших друг друга трансгрессий: эоценовой, позднеолигоценовой, раннемиоценовой, среднемиоценовой и мио-плиоценовой. Сопоставление отложений этих трансгрессий со свойственными им фаунистическими комплексами возможно в пределах обширных районов (например всей Приохотской системы складчатых областей), конечно, при учете климатической зональности, экологических условий нахождения фауны и возможных сдвигов во времени начала и максимума трансгрессий в различных районах.

Интересная закономерность отчетливо выявляется в отношении третичных климатических оптимумов. Существование последних давно уже было подмечено по появлению комплексов теплолюбивой фауны Доллом, Л. В. Криштофович, М. Ф. Двали и другими исследователями, не всегда, однако, учитывавшими повторяемость климатических оптимумов в третичное время.

В течение палеогенового и неогенового периодов Камчатки намечается многократная повторяемость климатических оптимумов и связь их с общим ритмом тектонических движений, а именно, совпадение потеплений с поднятиями, похолоданий — с опусканиями. Справедливо, видимо, предположение Л. В. Криштофович (1947) об обусловленности климатических оптимумов в притихоокеанских областях закрытием при поднятиях палео-Берингова пролива и изоляцией таким образом Тихого океана от влияния Арктического бассейна. Наоборот, при опусканиях, развитии трансгрессий и проникновении холодных арктических вод в Тихий океан северные границы теплолюбивых фаун отодвигались к югу.

Характер третичных отложений значительно видоизменяется в различных структурно-фациальных зонах Камчатки. Сопоставление палеогеновых и неогеновых разрезов различных зон показано в табл. 10.

http://jurassic.ru/

В Западном Камчатском краевом прогибе развита мощная, более 10 *км*, третичная толща преимущественно осадочных терригенных отложений, разделенная несогласиями и межцикловыми размывами на семь частей.

В Центрально-Камчатской вулканической зоне третичные образования мощностью 3—5 тыс. *м*, представлены почти исключительно вулканогенными породами и могут быть расчленены пока лишь на три толщи, исключая южные районы Камчатки, где нижняя толща дополнительно разделена на две части.

Условия палеоген-раннемиоценового осадконакопления на площади Восточной Камчатки резко отличаются от таковых Западной Камчатки. Здесь отложились очень мощные флишоидные толщи со значительным содержанием вулканического материала, в которых лишь местами удается выделить палеоценовые(?) и эоценовые(?) отложения, верхний олигоцен и нижний миоцен. К середине миоцена различия условий отложения осадков в западной и восточной зонах Камчатки уменьшились. Поэтому более молодые толщи Восточной Камчатки мало отличаются по литологическому составу от соответствующих стратиграфических подразделений Западной Камчатки.

Особенности развития приохотских областей затрудняют увязку местных третичных стратиграфических подразделений с европейской шкалой. Границы значительной части естественно-геологических подразделений разреза (серии, свиты) не совпадают с границами европейских отделов. Для практических целей геологического картирования необходимо создание местной третичной стратиграфической шкалы, которая, конечно, должна быть возможно более точно сопоставлена с общей, европейской.

Как видно из табл. 11, сахалинские серии хорошо сопоставляются с основными стратиграфическими подразделениями — сериями и подсериями — Камчатки. Выделенные подразделения устойчивы и легко сопоставимы по той причине, что они являются седиментационными циклами, отражающими тектонические движения, проявившиеся на обширных площадях вокруг Тихого океана. Континентальные или морские прибрежные отложения в этих циклах вверх сменяются морскими отложениями. Регрессивная часть циклов обычно бывает проявлена слабо. К основаниям толщ приурочены послескладчатые излияния базальтовых и андезито-базальтовых лав. Времени формирования нижних частей толщ отвечают в большинстве случаев климатические оптимумы, верхней части — похолодания. Поэтому границы циклов являются обычно границами распространения характерных комплексов фауны и флоры. Таким образом, выделенные серии для Сахалина и серии с подсериями для Камчатки удовлетворяют требованиям, предъявляемым к местным стратиграфическим единицам, и дальнейшую разработку более детальной шкалы для палеогеновых и неогеновых отложений Камчатки и Сахалина целесообразно делать с учетом и в рамках этих единиц, которые впоследствии могут быть приняты в качестве местных ярусов.

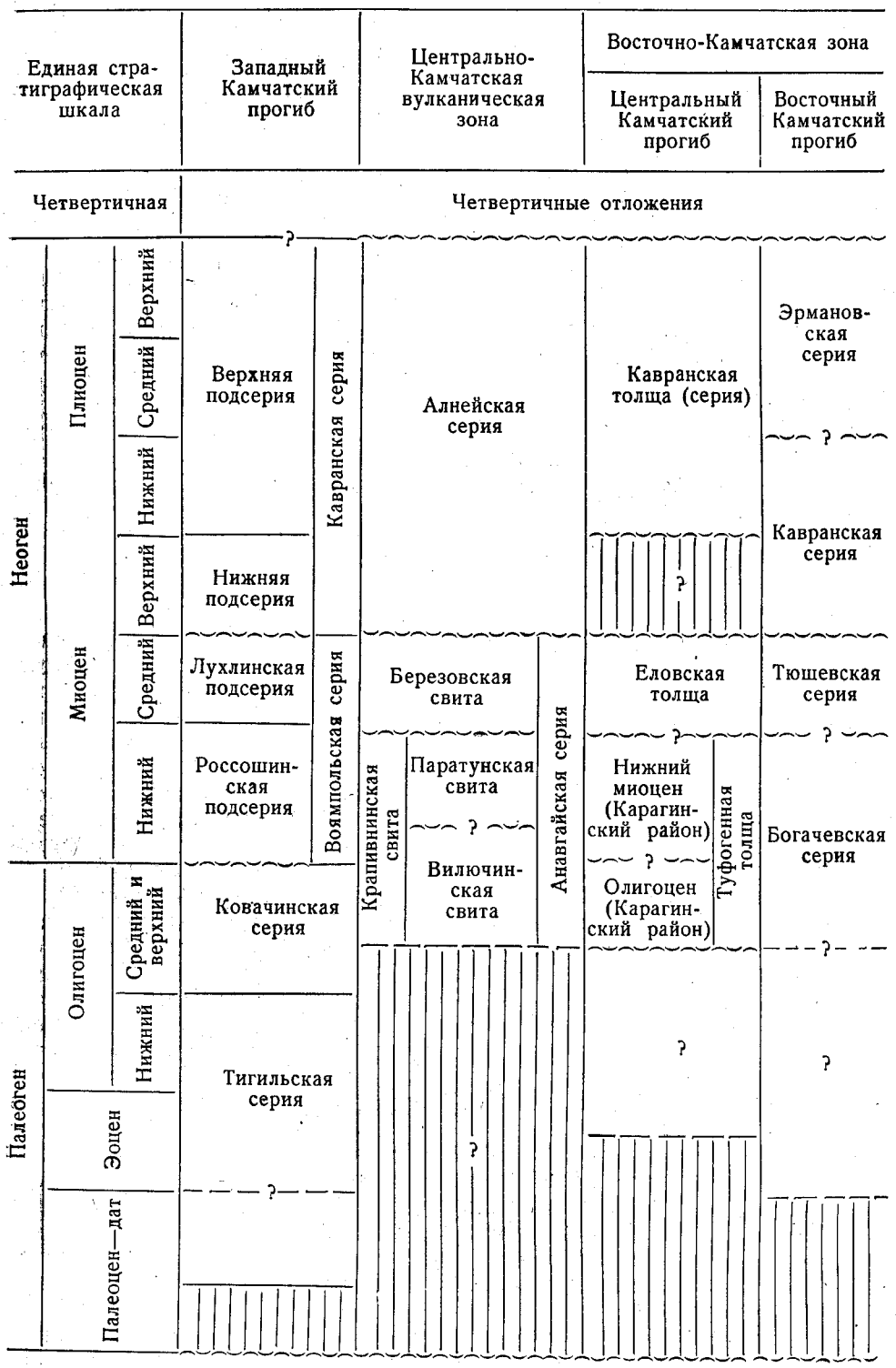
В представлениях о стратиграфии палеогеновых и неогеновых отложений Камчатки имеются очень существенные пробелы. В некоторых зонах не выяснены еще их взаимоотношения с верхнемеловыми породами. На Западной Камчатке проблематично существование датпалеоценовой хулгунской толщи: слои с флорой ларами распространены на небольших участках Тигильского поднятия и не прослеживаются в других районах.

Второй важной проблемой является установление границы палеогена и неогена. Эта граница намечается по кровле ковачинской серии,

http://jurassic.ru/

Таблица 10

Сопоставление палеогеновых и неогеновых разрезов различных структурно-фациальных зон Камчатки



http://jurassic.ru/

Таблица 11

Сопоставление палеогеновых и неогеновых отложений Камчатки и Сахалина

Система	Отдел	Подотдел	Камчатка: Серии	Камчатка: Подсерии	Камчатка: Свиты	Сахалин (серии)
Неоген	Плиоцен		Кавранская	Верхняя		Нутовская
	Миоцен	Верхний		Нижняя		Окобыкайская
		Средний	Воямпольская	Лухлинская		Верхнедуйская
		Нижний		Россошинская		Хоинджинская
Палеоген	Олигоцен	Верхний	Ковачинская			Хандасинская
		Средний				
		Нижний				
	Эоцен		Тигильская			Нижнедуйская
	Дат-палеоцен				Хулгунская(?)	Синегорская (Долинская?)

она выражена сменой бореального фаунистического комплекса теплолюбивой мачигарской фауной, а в большинстве районов также несогласием и вулканической вспышкой.

Проблемой того же порядка является вопрос о третично-четвертичной границе. Пока эта граница может быть намечена лишь по комплексу признаков: палеонтологических, тектонических (дислоцированность плиоцена), геоморфологических (новый эрозионный врез, начиная с четвертичного времени, позднеплиоценовая — древнечетвертичная кора выветривания) и прочих. Палеоботанические критерии сейчас только еще разрабатываются А. П. Васьковским. Если для горных

http://jurassic.ru/

районов Камчатки третично-четвертичная граница по ряду признаков может быть в большинстве случаев установлена довольно четко, то на равнинах ее точное выделение пока невозможно.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Начало систематическому изучению четвертичных отложений Камчатки было положено в 1932—1940 гг. С. Л. Кушевым, Ю. А. Ливеровским, Г. М. Власовым, Ю. Ф. Чемековым, А. В. Щербаковым, Б. И. Пийпом и др. После Великой Отечественной войны оно было продолжено геологами Дальневосточного геологического управления В. А. Ярмолюком, А. Ф. Марченко, Ю. В. Жегаловым и др. Ценные сведения по стратиграфии вулканических пород собраны сотрудниками Лаборатории вулканологии АН СССР. С 1951 г. начала работать изучавшая четвертичные отложения Камчатская экспедиция (А. В. Аксенович, Т. П. Вронко, М. Б. Голубовский, Ю. С. Желубовский, В. П. Мокроусов, Б. В. Стырикович, А. Г. Тимофеев, Л. И. Тихомиров и др.). В 1959—1962 гг. на Западной Камчатке и в Центральной Камчатской депрессии четвертичные отложения изучались А. Р. Гептнером, Н. П. Куприной, В. Е. Тереховой и Г. П. Казаковой.

Среди четвертичных отложений на Камчатке присутствуют разнообразные по генезису породы: вулканогенные, озерные, ледниковые и водно-ледниковые, морские, лагунные, аллювиальные, пролювиальные, элювиальные и болотные. Вулканогенные породы широко распространены в горной местности, где образуют покровы плато-эффузивов мощностью в несколько сот метров и слагают вулканические постройки высотой до нескольких километров.

В глубоких тектонических депрессиях горного рельефа Камчатки залегают мощные (до 120 *м* и более) озерные отложения. К таким депрессиям относится Центральная Камчатская.

Ледниковые и водно-ледниковые отложения на Камчатке пользуются широким развитием и встречаются довольно часто. Вполне возможно, что мощность ледникового и фирнового покрова здесь была наибольшей. На Камчатке насчитывается до двух-трех поясов конечных морен. Морские и лагунные отложения занимают лишь небольшие участки побережья, что свидетельствует о континентальных условиях развития полуострова в течение всего четвертичного периода. Известны морские террасы высотой 2—5; 10; 20—35; 50; 100; 150 и 200 *м*. Аллювиальные отложения, имеющие широкое развитие в долинах, с точки зрения стратиграфии почти не изучались. В условиях большой дифференцированности вертикальных движений корреляция отложений речных террас между собой и с другими отложениями связана с большими трудностями.

При картировании четвертичных отложений на Камчатке применялись различные методы: биостратиграфический, археологический, геоморфологический и литолого-стратиграфический. Генезис и последовательность образования отложений в большинстве случаев были определены геоморфологическим и литолого-стратиграфическим методами. Датировку же возраста отложений по органическим остаткам до последнего времени сделать не удавалось. Исключение представляют лишь сборы морской фауны из разрезов некоторых немногочисленных террас, которые позволяют с уверенностью относить эти отложения к четвертичному периоду. Археологические находки, хотя и многочисленны, но по времени относятся к позднему неолиту и встречаются в отложениях заведомо современного отдела. К тому же архео-

http://jurassic.ru/

логи даже приближенно не определяют возраст находок в абсолютном летоисчислении.

Довольно много было проделано в последние годы пыльцевых и диатомовых анализов. По результатам этих анализов иногда удавалось определять характер растительности и климатические условия, а по диатомовым — среду, в которой происходило накопление осадков. Для датировки возраста отложений пыльцу и диатомовые использовать не удавалось, так как возрастные эталоны-спектры для Камчатки еще не разработаны. Несмотря на недостаточность палеонтологического изучения четвертичных отложений Камчатки, в настоящее время, хотя и приближенно, но все же намечается общая последовательность их образования (табл. 12). Говорить о выделении опорных горизонтов можно пока лишь условно.

Таблица 12

Стратиграфическая схема четвертичных отложений Камчатки

Возраст отложений	Наименование отложений
Четвертичная система нерасчлененная	Делювиальные отложения горных склонов Делювиальные отложения равнин
Современный отдел	Ледниковые и водно-ледниковые Аллювиальные Пролювиальные Биогенные Озерно-аллювиальные Озерные Лагунные Морские Вулканические
Современные и верхнечетвертичные образования нерасчлененные	Вулканические
Верхний отдел	Морские отложения низких террас Моренные и флювиогляциальные отложения горно-долинного оледенения Озерные Морские отложения высоких террас
Средне- и верхнечетвертичные образования нерасчлененные	Вулканические
Средний отдел	Моренные и флювиогляциальные отложения максимального полупокровного оледенения Озерно-аллювиальные
Нижний отдел	Доледниковые морские Вулканические Древние пирокластические Озерные Древние элювиальные отложения (кора выветривания)

http://jurassic.ru/

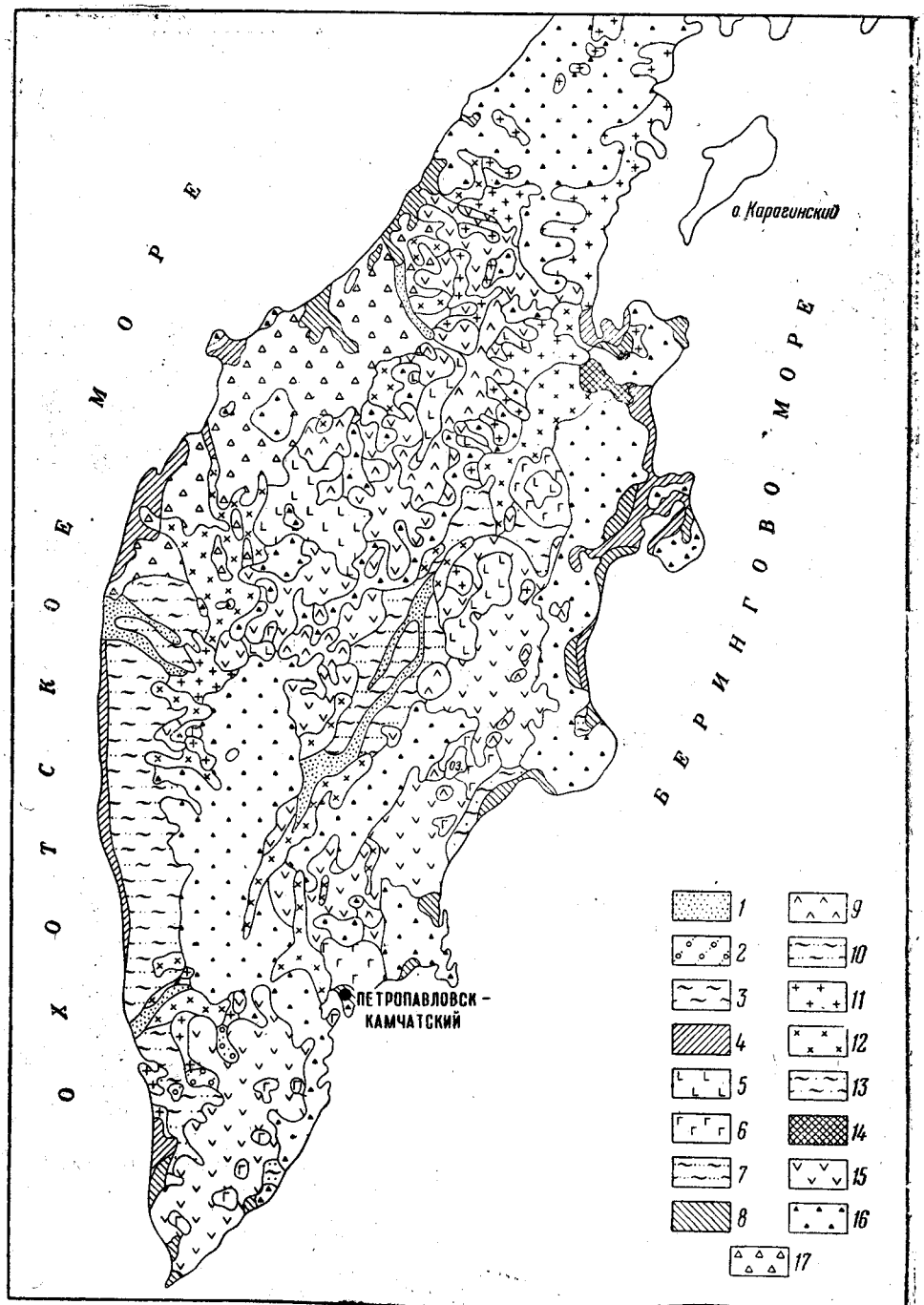


Рис. 24. Схематическая карта четвертичных отложений Камчатки. По В. П. Мокрусову и Н. Д. Садовскому

Современный отдел: *1* — аллювиальные отложения, *2* — пролювиальные отложения, *3*—озерные отложения, *4* — морские отложения, *5* — вулканические породы, *6*—вулканические породы современные и верхнечетвертичные нерасчлененные; верхний отдел: *7*—озерные отложения, *8*—морские отложения, *9* — вулканические породы верхне- и среднечетвертичные нерасчлененные; средний отдел: *10* — озерно-аллювиальные отложения, *11* — ледниковые отложения средне- и верхнечетвертичные (объединенные), *12* — флювиогляциальные отложения средне- и верхнечетвертичные (объединенные); нижний отдел: *13* — озерные отложения, *14* — морские отложения, *15* — вулканические отложения; нерасчлененные делювиальные отложения; *16* — делювиальные отложения горных склонов, *17* — делювиальные отложения равнин

http://jurassic.ru/

В связи с наличием относительно небольшого фактического материала четвертичные отложения описываются в целом для всего Камчатского полуострова. На рис. 24 дана схематическая карта четвертичных отложений Камчатки.

Нижний отдел

Древние элювиальные отложения встречаются на выровненных участках рельефа пород дочетвертичного возраста. Иногда они перекрыты четвертичными плато-эффузивами. В пределах денудационной равнины северо-запада полуострова кора выветривания вскрыта при поисках нефти несколькими скважинами в районе устья р. Воямполки. Здесь глины коры выветривания в понижениях рельефа достигают мощности 10—15 *м*, а на приподнятых участках отсутствуют.

Озерные отложения являются наиболее древними из четвертичных отложений. В раннечетвертичное время на Камчатке существовала целая система озер, приуроченных к глубоким депрессиям. Отложения озер представлены суглинками, алевритами, песками с галькой. Залегают они горизонтально на дислоцированных породах третичного возраста. Отложения содержат остатки диатомовых водорослей, ассоциация которых, по заключению Н. И. Головенкиной, свидетельствует об отложениях их в прибрежной части глубокого холодноводного бассейна. Диатомеи, присутствующие в комплексе, обитают в современных пресных водоемах. Мощность озерных отложений точно не установлена, ориентировочно она составляет около 100 *м*. Наиболее широко озерные отложения развиты на западном побережье полуострова, на участке между реками Ичей и Опалой. Они заполняют здесь глубокую депрессию, залегая на породах неогена.

Аналогами озерных отложений можно считать диатомовые сланцеватые синие глины и зеленоватые уплотненные илистые пески, известные в средней расширенной части Центральной Камчатской депрессии. В них встречаются растительные прослои и пыльца *Picea, Abies, Pinus, Larix, Betula, Alnus*. Выше залегают разнозернистые слоистые пески с галькой, содержащие стволы деревьев, торфяные линзы и пыльцу *Picea, Abies, Larix, Betula, Salix*. Над ними залегают галечники и валунники, окрашенные, а местами сцементированные железистыми соединениями.

Озерные отложения наблюдались также в обнажениях на побережье Кроноцкого залива и были вскрыты скважиной в районе пос. Кроноки до глубины 80 *м*. Состоят они из переслаивающихся галечников, песков и суглинков. Подобные отложения известны и севернее Кроноцкого полуострова в обрывистых склонах долины р. Сторожа. Залегают они здесь под морскими отложениями 50-метровой террасы. В них установлены пресноводные диатомовые. При удалении от берега океана озерные отложения становятся более крупнозернистыми и затем сменяются слабо сцементированными туфобрекчиями. Последние составляют нижнюю часть раннечетвертичных плато-эффузивов.

К нижнечетвертичной эпохе относятся озерные и аллювиально-озерные пески, галечники, иногда глины в депрессии Парапольского дола. Эти горизонтально- и косослоистые отложения залегают с угловым несогласием на эрмановской (плиоценовой) толще и перекрыты моренными и водно-ледниковыми отложениями полупокровного оледенения. По рекам Пустой и Рекинники и берегу Пенжинской губы озерные и аллювиально-озерные осадки слагают обрывы высотой до 70 *м*. По данным Н. Е. Калинниковой и С. Д. Веревкина (1960 г.),

http://jurassic.ru/

в нижней части разреза содержится обширный комплекс пресноводных диатомовых и пыльца относительно теплолюбивых растений — дуба, клена, лещины и др. Верхняя часть разреза, по их данным, также характеризуется пресноводными диатомеями, более холодолюбивым комплексом растительности и относится, возможно, к среднечетвертичному отделу.

Древние пирокластические отложения. В раннечетвертичное время возобновились подвижки по древним разломам, а также возникали новые разломы в земной коре. Складчатые движения плиоцена сменились блоковыми, что сопровождалось активизацией вулканизма. В некоторых районах юго-востока Камчатки первым мощным излияниям четвертичных лав предшествовала эксплозивная деятельность, в результате которой возникали толщи базальтовых туфобрекчий, перемежающиеся иногда с лавовыми потоками. Такие слабо сцементированные пирокластические отложения выделены Л. П. Грязновым и В. П. Мокроусовым в бассейне р. Сторож, где мощность их достигает 100—300 *м* [1]. Подобные же образования известны в районе верховий р. Авачи. В некоторых районах пирокластические отложения из разреза выпадают.

В верховьях р. Чажмы горизонтальные слои туфобрекчий подстилаются слабо сцементированными морскими отложениями ракитинской свиты (свита горячих ключей, по М. Ф. Двали). Последняя содержит богатый комплекс фауны, относящейся к верхнему миоцену — плиоцену. Исходя из этого, туфобрекчии следует считать четвертичными и относить их к нижнему отделу вместе с плато-эффузивами, с которыми они связаны постепенными переходами.

Плато-эффузивы и щитовидные вулканы. В древнечетвертичную эпоху усиливается деятельность третичных вулканов, происходят новые грандиозные трещинные излияния и образуются высоко приподнятые плато, в основании которых местами, как указывалось, лежат пирокластические отложения. Мощность плато-эффузивов 200—300 *м* и более. Они занимают почти всю восточную и южную части полуострова, а также широко развиты в северной половине Срединного хребта. Покровы эффузивов образуют платообразные водоразделы, усложненные последующими вулканическими излияниями центрального типа. Вместе с покровными излияниями возникают некоторые щитовидные вулканы: Харчинский, Большая Ипелька, Николка и др. В состав эффузивов входят главным образом базальты (преимущественно оливиновые), андезито-базальты, андезиты и их туфы. Осадочные породы играют в разрезе покровов весьма подчиненную роль и содержат в своем составе большое количество туфогенного материала. Разрезы отличаются непостоянством мощностей и резкой сменой состава эффузивных пород.

Нижняя возрастная граница плато-эффузивов определяется их горизонтальным залеганием на третичных породах, позднейшими из которых являются верхнеплиоценовые. Верхняя же возрастная граница фиксируется по многочисленным следам воздействия максимального полупокровного оледенения среднечетвертичной(?) эпохи (троги и морены). По данным определений абсолютного возраста методом палеомагнетизма, базальты из комплекса плато-эффузивов (районы Ключевской сопки и бассейн р. Кирганика) образовались около 1 млн. лет тому назад. Нижнечетвертичный возраст плато-эффузивов признается сейчас большинством геологов.

[1] Как выяснено работами Б. В. Ковалева в 1960—1961 гг., часть этих отложений относится к плиоцену.

http://jurassic.ru/

Доледниковые морские отложения встречены на двух участках восточного побережья, в районе р. Уки и южнее р. Камчатки, и состоят из галечников. Они слагают верхнюю часть абразионной 200-метровой террасы, и мощность их обычно не превышает 2—3 *м*. Хорошая окатанность галечников и идеально выровненная, почти горизонтальная поверхность террасы и ее цоколя, сложенного породами плиоцена, также служат подтверждением морского генезиса. Верхняя граница отложений определяется по залеганию на Укинской 200-метровой террасе ледниковых отложений.

Кроме того, доледниковые морские отложения(?) известны на низких отметках, близких к уровню океана. Они вскрыты скважинами в устье р. Опалы на глубине 10 *м*, где представлены песчано-галечными разностями с битой ракушей [1].

Средний отдел

Озерно-аллювиальные отложения развиты на Западной Камчатской равнине ниже отметок 300—200 *м*. Они состоят преимущественно из галечников и песков, к северу переходящих сначала в галечники с прослоями суглинков, а затем, в бассейнах рек Ичи и Морошечной, — в супеси и суглинки с редкой галькой. Количество гальки в отложениях и ее крупность уменьшаются от подножия гор к морскому побережью. Породы плащеобразно залегают на третичных отложениях и на древних озерных отложениях и местами перекрываются флювиогляциальными отложениями максимального полупокровного оледенения. Мощность отложений наибольшая на участке побережья между реками Опалой и Ичей, где предположительно равна нескольким десяткам метров. Здесь располагается центральная часть крупного синклинория, сложенного третичными, а в средней части — четвертичными отложениями.

Для определения генезиса отложений В. П. Мокроусовым, Н. Е. Соловьевым, А. Г. Тихомировым, В. М. Чапышевым и др. произведено изучение диатомовых. Образцы были взяты из разных горизонтов, в интервале высотных отметок от нуля до 200—300 *м*. Образцы исследовались Н. И. Головенкиной и Т. Е. Ладышкиной. В подавляющем большинстве образцов присутствуют только пресноводные диатомовые водоросли. В некоторых образцах вместе с пресноводными находятся обломки панцирей морских диатомовых. Много образцов оказалось пустыми. Присутствие обломков панцирей морских диатомей вместе с пресноводными отмечено в отложениях, находящихся на водоразделах высотой 200—300 *м*, и почти везде связано с неглубоким залеганием морских плиоценовых осадков. В исследуемых отложениях они могут находиться в переотложенном состоянии. Большинство диатомовых относится к четвертичному периоду и обитает в холодных водоемах. Таким образом, имеется основание считать эти отложения континентальными, условно озерно-аллювиальными [2].

Моренные отложения максимального полупокровного оледенения. Резкое похолодание климата, значительный подъем хребтов Срединного, Валагинского, Кумроча, Тумрока и др., большое количество осадков — все это способствовало развитию в сред-

[1] Это могут быть отложения значительно более молодой, позднечетвертичной, ингрессии. — *Прим. ред.*

[2] Вопрос о наличии или отсутствии на Западной Камчатской равнине высоких террас пока нельзя считать решенным, учитывая слабую изученность неогеновых и четвертичных отложений равнины. Необходимо тщательно исследовать отложения террас различных уровней. — *Прим. ред.*

http://jurassic.ru/

нечетвертичное время оледенения горной местности, оставившего многочисленные морены и флювиогляциальные отложения. Морены состоят из беспорядочно нагроможденных глыб, обломков и валунов с супесями и песками. Самыми молодыми породами, в которых заложены троги и обломки которых содержатся в моренах, являются раннечетвертичные плато-эффузивы. В тех случаях, когда троги помещаются в раннечетвертичных плато-эффузивах, часто обнаруживается очень незначительный врез трогов в плато. Это, вместе с очень глубокими наблюдавшимися в настоящее время эрозионными врезами в троги, дало основание Г. М. Власову предположить возможность не среднечетвертичного, а древнечетвертичного возраста первого максимального оледенения (или существования на Камчатке и Курильских островах, кроме среднечетвертичной, самостоятельной, древнечетвертичной эпохи полупокровного оледенения).

Граница оледенения по этим следам ледниковой деятельности не может быть точно восстановлена, так как картина распространения ледников сильно затушевана позднейшими поднятиями и связанной с этими поднятиями сильной эрозией. По мнению В. П. Мокроусова и Н. Д. Садовского, на западе оно проходит по подножию Срединного хребта, не ниже 200 *м* и только в устье р. Опалы, возможно, спускается до нулевых отметок. Вдоль восточного побережья край ледника мог местами достигать Тихого океана. Не покрывались ледниками лишь северная часть Центральной Камчатской депрессии, бóльшая часть площади камчатского низменного перешейка и Западная Камчатская равнина. По исследованиям, Л. И. Лапшина, предполагается значительно более широкое распространение льдов в среднечетвертичное время, когда оледенение имело характер полупокровного. Ледники, выходящие по долинам на Западную Камчатскую низменность, здесь сливались в ледяные поля, составлявшие почти сплошной покров. Конечные морены среднечетвертичного оледенения, по Л. И. Лапшину, располагаются в виде полудуги диаметром в 60 *км*, западная часть которой уходит под воды Охотского моря. На юге вал конечной морены подходит к охотскому берегу у пос. Зуйково и по изобатам прослеживается под уровнем моря на несколько километров к западу (рис. 25). Мощность льдов, судя по относительным превышениям плечей трогов, на западных склонах Срединного хребта приближенно определяется в 300—400 *м*.

Троги древнего оледенения, частью висячие, прорезаны сейчас эрозией на глубину до 200—300 *м* (в очень прочных эффузивных породах). Иногда троги выходят и в предгорные равнины. Длина их достигает 20—30 *км*, а ширина 3—10 *км*. В трогах встречаются донные и боковые морены. Наиболее мощные накопления моренного материала отмечаются по обе стороны северной части Срединного хребта, где, по-видимому, существовал центр оледенения и ледник был наиболее мощный и активный. Особенно крупные «бараньи лбы», обширные отшлифованные ледниками поверхности скал, большие накопления моренных и флювиогляциальных отложений наблюдаются на перевале Срединного хребта, между реками Быстрой Козыревской, Крерук, Половинной и истоками р. Тигиля. Небольшие морены изредка встречаются в непосредственной близости от океана в глубоких межгорных депрессиях (депрессии Авачинская, района п-ова Камчатского Мыса).

Верхняя возрастная граница отложений может быть принята по перекрытию морен морскими отложениями 100-метровой морской террасы (А. И. Юдин) и позднейшими озерными отложениями Центральной Камчатской депрессии (С. Л. Кушев, Ю. А. Ливеровский, Б. В. Стырикович).

http://jurassic.ru/

Флювиогляциальные отложения максимального оледенения широко распространены на равнине вдоль западного подножия Срединного хребта, в Центральной Камчатской и Авачинской депрессиях, на сохранившихся участках выровненного древнего рельефа в перевальной части Срединного хребта, где ранее распространялись обширные ледниковые покровы. Состоят флювиогляциальные отложения преимущественно из галечников. В их разрезе иногда замечается, что нижние слои состоят из галечников, сцементированных

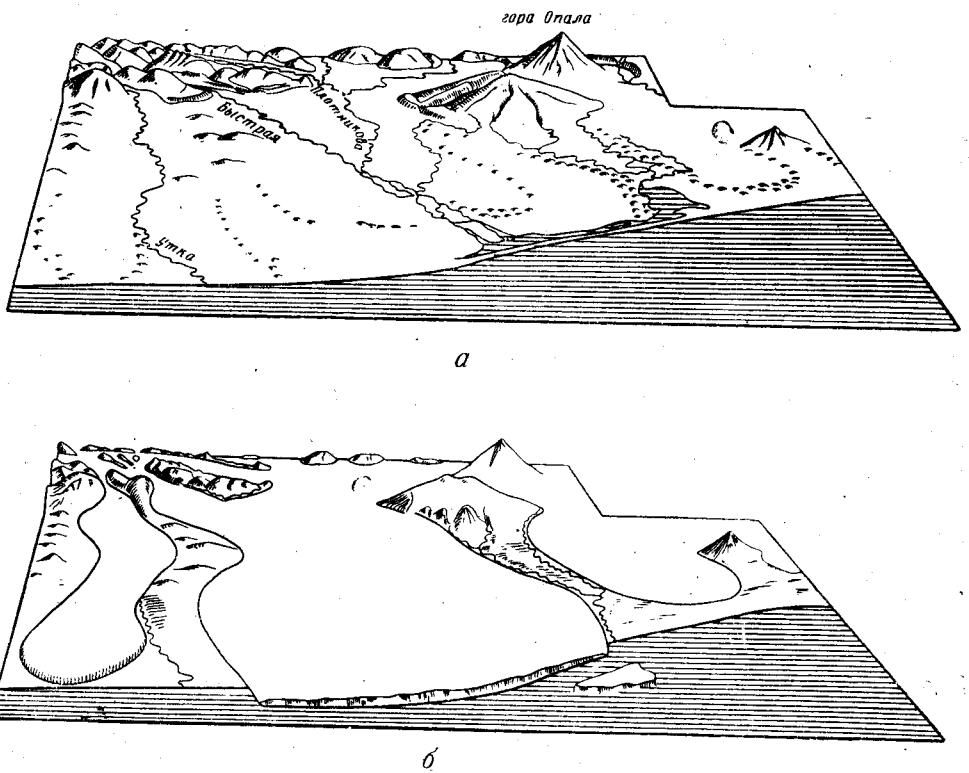


Рис. 25. Современное положение конечных морен (*а*) и предполагаемое распространение льдов (*б*) у устья р. Большой при полупокровном оледенении. По Л. И. Лапшину

супесью, затем выше по разрезу они сменяются галечниками с песком и гравием, и заканчивается разрез маломощными четкослоистыми песками.

Первое межледниковье характеризуется потеплением климата и полной или почти полной деградацией ледников. Вулканическая деятельность значительно сократилась по площади, локализовавшись в отдельных центрах. Происходит опускание некоторых участков Камчатки. Морские воды проникают в пределы полуострова. Отложениями этого периода являются эффузивы и пирокластические образования, морские, озерные отложения.

Эффузивы и пирокластические образования средне- и верхнечетвертичные (нерасчлененные)

Эти породы слагают преимущественно вулканы центрального типа, большинство из которых представляет собой стратовулканы. К ним относятся вулканические сооружения Зимина, Николка, Шиш, Тумрок, Конради, Бонгабти, Ленинградец и др. Вулканы вырастали на поверх-

http://jurassic.ru/

ности плато-эффузивов и на сотни и тысячи метров возвышаются над ними. В северной части Срединного хребта вулканические сооружения расположены вблизи друг от друга и совместно с трещинными излияниями образуют вулканическое нагорье. В состав продуктов извержений входят андезиты, андезито-базальты и их туфы. В общем состав лав менее основной, чем древнечетвертичных вулканических продуктов. Последовательность и состав отдельных эруптивных центров разнообразны и еще мало изучены. В большинстве своем извержения центрального типа произошли позже трещинных излияний нижнечетвертичной эпохи, хотя часть вулканов, проявлявших активность в четвертичное время, несомненно, образовалась еще в неогене (Шивелуч, Алней и др.). М. В. Голубовским и А. В. Аксеновичем отмечается в северной части Срединного хребта затекание межледниковых лав в троги, образованные в предшествующую ледниковую эпоху (Бонгабти, Уксичан, истоки р. Кутиной). Вулканические сооружения первого межледниковья позднее подверглись ледниковой обработке. В настоящее время вулканические сооружения сильно разрушены эрозионными процессами, чем они отличаются от более молодых вулканов последующего этапа извержений.

Продолжительность первого межледниковья была значительной, и в это время в Центральной Камчатской депрессии образовались озерные отложения мощностью более 50 *м*, а в горной местности успели вырасти и разрушиться крупные вулканы.

Верхний отдел

Морские отложения высоких террас представляют собой результат межледниковой кратковременной ингрессии моря. Уровень моря достигал 100—120-метровой отметки и оно затопило лишь небольшие участки восточного и северо-западного побережья Камчатки. Море ингрессировало также в Центральную Камчатскую депрессию[1].

В результате ингрессии моря появляются абразионные террасы с отметками 100—120, реже 50—60 *м*. На некоторых из них образовался слой хорошо окатанных галечников мощностью обычно до 2—6 *м*. Террасы сформированы в древних озерных (р. Сторож, Кроноцкий залив и южнее) и других породах. На востоке аккумулятивно-абразионные террасы встречаются на побережье Кроноцкого залива, на п-ове Камчатского Мыса, в районе Авачинской губы, на п-ове Озерном и в некоторых других местах. Никаких следов оледенения в этих районах они не несут.

В песках и супесях 100-метровой террасы Кроноцкого залива была определена обильная диатомовая флора. Диатомовый анализ образцов из шурфа с глубины 2,2—2,35 *м*, проведенный Н. И. Головенкиной, показал, что 90% диатомовых представлено морскими и солоноватоводными формами: *Coscinodiscus elegans* Grev, *C. impolitus* Rantz., *Diploneis ovalis* (Hilse) *Cl.*, *Navicula mutica* Ktz. и др. Кроме диатомовых, в этих же слоях К. В. Желубовской установлена разнообразная пыльца и споры растений, которые особенно обильны в верхних

[1] По мнению Г. М. Власова, наиболее обширные площади море занимало на Северной Камчатке, где образовался широкий пролив, изолировавший Камчатку от материка (см. рис. 26). Выровненный рельеф местности в области Камчатского перешейка (Анапка—Рекинники) очень напоминает бывший пролив из Пенжинской губы в Берингово море. Однако работами, проведенными в этом районе в 1960 г. Н. Е. Калинниковой, С. Д. Веревкиным, А. П. Профатиловым, Л. Н. Тихомировым, не обнаружено морских отложений. Песчано-галечные толщи, образующие уступы восточных и западных берегов перешейка, а также обрывы в речных долинах повсюду содержат пресноводные комплексы диатомовых водорослей.

http://jurassic.ru/

горизонтах. По данным палинологического анализа, описанные отложения относятся к межледниковым.

На северо-западном побережье Камчатки галечники межледниковой трансгрессии залегают в устье р. Паланы на отметке 80 *м*, в устье р. Воямполки — 60 *м*, в устье р. Тигиля — 40 *м*. Понижение уровня террас с 80 до 40 *м* идет в сторону наибольшего углубления Западного Камчатского прогиба. В устье р. Воямполки намечается сопряжение поверхностей морской и флювиогляциальной террас.

Следы морской ингрессии обнаружены в 1953 г. Б. В. Стыриковичем в Центральной Камчатской депрессии. Им собрана из шурфа глубиной 1,5 *м* обильная, но однообразная морская фауна. Шурф был вырыт у подножия вулкана Толбачика, на отметках 100—110 *м*. В составе фауны определены *Acmaea* sp., *Balanus* sp. Дополнительным доказательством проникновения межледникового моря в Центральную Камчатскую депрессию служат ходы моллюсков-камнеточцев, обнаруженные В. П. Мокроусовым в неогеновых песчаниках на склонах хребта Кумроча, по одному из притоков р. Большой Хапицы, также на отметках, близких к 100 *м*.

Озерные отложения развиты в Центральной Камчатской депрессии, где залегают на диатомовых сланцеватых древних озерных глинах, а местами на морене. Состоят они из горизонтальнослоистых песков мощностью в несколько десятков метров. На них залегают пылеватые слоистые супеси мощностью до 20 *м*. В песках обнаружены пресноводные диатомовые, главным образом северные и северо-альпийские формы, свидетельствующие о существовании в это время в Центральной Камчатской депрессии глубокого озера с холодными водами. Пыльца содержится в небольшом количестве, преобладают в ней представители тундровой растительности. Лесная растительность состояла из *Picea, Betula, Salix, Alnus*. Климат был сравнительно холодный.

В нижних горизонтах озерных отложений известны многочисленные находки остатков млекопитающих — мамонта и первобытного быка (С. Л. Кушев, Ю. А. Ливеровский и др.). О длительности существования Камчатского озера судить трудно, так как озерные отложения перекрываются только современными отложениями и слагают несколько эрозионных речных террас. Можно предполагать, что в период последующего оледенения появилась р. пра-Камчатка.

Моренные отложения горно-долинного оледенения. Следы этого оледенения имеются во многих местах Камчатки. Они обычно тяготеют к водораздельным частям гор, но на Восточной Камчатке прослеживаются до современного берега полуострова. На Западной Камчатской равнине остатки морен молодого оледенения наблюдались вблизи берега Охотского моря по долине р. Утки (Власов, 1949) и р. Крутогоровой (Богатырев, 1940). Ледниковый комплекс в отличие от предыдущего оледенения более полный и часто гипсометрически обособлен. Между трогами различных оледенений нередко наблюдаются эрозионные узкие долины и ущелья.

Ледниковый комплекс представлен большим количеством каров и цирков, а также трогов, морен и флювиогляциальных отложений. По ним можно наметить в общем виде площадь, занятую в это время оледенением. Оно было преимущественно горно-долинным. Ледники лежали на водоразделах гор и вулканах в виде шапок, от которых по долинам отходили языки. К северу они постепенно расширялись и объединялись один с другим. На самом севере полуострова оледенение приобретало уже облик полупокровного (рис. 26).

Троги почти всегда берут начало из цирков и каров, расположенных в приводораздельной части. Потухшие вулканы имеют радиально

http://jurassic.ru/

расположенные троги, оканчивающиеся в средней части их склонов моренами на отметках порядка 500 *м*. Ниже морен троги переходят в эрозионные долины.

Более низкое положение трогов отмечается на севере полуострова, на Тихоокеанском побережье. Здесь троги начинаются из крупных цирков, расположенных высоко в горах и спускаются к берегу океана, где заканчиваются мореной. По наблюдениям Г. М. Власова и Ю. Ф. Чемекова в 1941 г., ледниковые отложения второго оледенения местами связаны взаимопереходами с морскими отложениями 20-метровой террасы. Троги и морены в этой части полуострова имеют максимальные

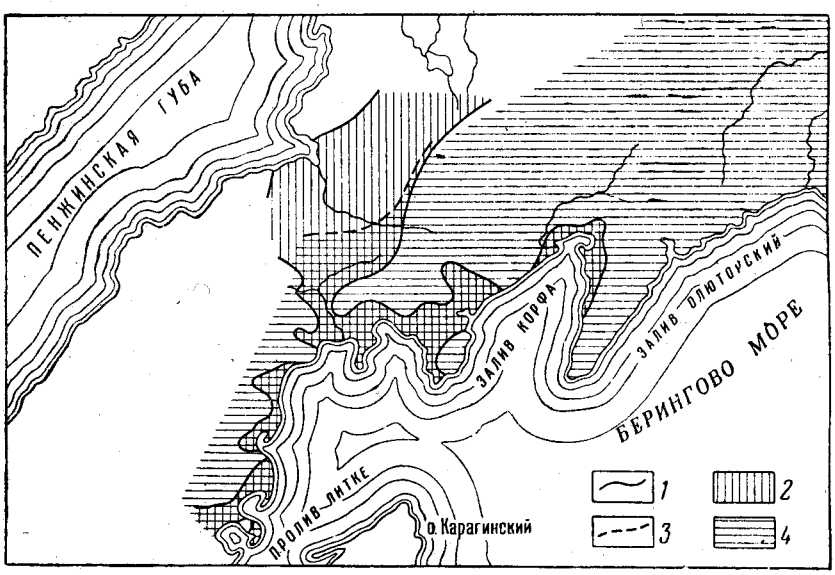


Рис. 26. Схема распространения четвертичных оледенений и трансгрессий на Северной Камчатке. По Ю. Ф. Чемекову и Г. М. Власову

1 — граница постплиоценовой трансгрессии; *2* — район распространения трансгрессии; *3* — граница последнего оледенения; *4* — районы, подвергнувшиеся оледенению

размеры и свидетельствуют о том, что здесь, по-видимому, располагался центр горно-долинного оледенения.

Ледниковые отложения горно-долинного оледенения, по сравнению с предыдущим, имеют меньшее распространение и располагаются они в горных долинах, обычно в устьях трогов. Наиболее низко морены располагаются в северной половине полуострова, у тихоокеанского побережья. На п-ове Камчатского Мыса морены залегают на высоте 100—150 *м*; в долине р. Белой они подстилаются морскими межледниковыми отложениями 100-метровой морской террасы. Севернее, в районе с. Оссоры, морены, сложенные плохо окатанными обломками и валунами с пылеватыми супесями и песками, лежат на отметках порядка 20—50 *м*. По данным Л. И. Тихомирова, наблюдавшего два пояса морен, трогов и каров, здесь намечается две стадии горно-долинного оледенения.

Флювиогляциальные отложения горно-долинного оледенения прилегают к внешнему краю морен и за пределы горных долин не выходят. Протяженность их до 30—50 *км*, чаще 5—20 *км*. В составе отложений преобладают галечники. Они занимают обычно всю ширину долин и прорезаны речной сетью с образованием террас высотой 15—10 *м*.

http://jurassic.ru/

Морские отложения низких террас высотой 20—50 *м* изредка встречаются на восточном побережье Камчатки. Они отмечаются на п-ове Камчатского Мыса, на Карагинском острове и в некоторых других местах.

На полуострове Камчатского Мыса наблюдается две аккумулятивные террасы: 35 и 20 *м*. Более высокая терраса сложена четкослоистыми галечниками и песками мощностью 16 *м*. В основании разреза залегает слой, состоящий из мелкого валунника с галькой и включением обильной фауны пелеципод и гастропод хорошей сохранности. Из этого слоя Н. А. Кузьминой была собрана следующая фауна: *Mytilus edulis* L., *M. middendorfi* (Dall), *Cardium californiensis* Desh., *Macoma incongrua* (Mart.), *Macoma* sp. *(M. moesta), Mya arenaria* L., *Saxicava arctica* (L.), *Natica clausa* Brod. et Sow., *Thais (Nucella) lima* Mart., *Buccinidae* gen sp., *Neptunea oncoda* (Dall) и др.

Здесь же, на побережье Камчатского залива, наблюдается 20-метровая морская аккумулятивная терраса, сложенная галечниками и песками.

На Карагинском острове одновозрастными условно можно считать отложения, слагающие аккумулятивные морские террасы высотой 20 и 50 *м*. Д. С. Харкевич (1941) приводит следующий список содержащихся в этих отложениях остатков фауны идеальной сохранности: *Mytilus edulis* L., *Cardita crebricostata* (Krause), *Laevicardium (Cerastoderma) californiense* (Desh.), *Venus rigida* (Gld), *Tellina venulosa* (Schreck), *Macoma inquinata* (Desh.), *M. nasuta* (Conr.), *Mactra (Spisula) polynyma* (Stimp.), *Mya arenaria* L. var. *japonica* Jay, *Siliqua alta* (Brod. et Sow.), *Natica clausa* (Brod. et Sow.), *Ranella (Priene) oregonensis* (Redfield), *Purpura freycinetii* (Desh.), *Paphia adamsi* (Reeve), *Balanus* sp. Эта фауна имеет сходство с современной, обитающей в северной части Тихого океана.

Эффузивы и пирокластические отложения верхнечетвертичные и современные (нерасчлененные). Продукты извержений характеризуются бо́льшим разнообразием, чем в более раннее четвертичное время. Наряду с лавами основного и среднего состава извергаются и кислые разности. Происходят эксплозивные выбросы большого количества туфов и пемз. Образуются многочисленные шлаковые конусы. Вместе с тем количество изверженного материала в общем сокращается. По характеру вулканической деятельности извержения относятся к центральному типу. Породы образуют свежие формы вулканогенного рельефа, не нарушенные ледниковой деятельностью.

На юго-востоке полуострова широко развиты пирокластические отложения в виде тонкого плаща вулканических пеплов, залегающего на поверхности. У вулканов Ключевского, Авачи, Корякского, Шивелуча, Ходутки, Ксудача и других, наблюдаются мощные (до 50—80 *м*) шлейфы, состоящие из более крупного (песчаного и гравийного) пирокластического материала.

Современный отдел

Современные вулканические отложения. Извержения деятельных вулканов Камчатки и накопление вулканических продуктов продолжаются и в настоящее время. Молодые вулканические накопления выделяются свежестью вида и форм образованного ими рельефа. По составу лавы и пирокластический материал относятся преимущественно к андезитам и андезито-базальтам.

Современные морские отложения слагают низкие аккумулятивные террасы высотой 3—5 *м*, береговые валы, косы и пляжи,

http://jurassic.ru/

развитые как на восточном, так и на западном побережьях. Иногда встречаются 6—10-метровые аккумулятивные террасы, также сложенные галечниками и песками. Мощность отложений до 10—25 *м*. В них часто встречаются обломки и целые экземпляры раковин.

Лагунные отложения встречаются реже, чем современные морские. Их образованию предшествовало отделение части морского залива или бухты береговым валом или системой таких валов. Наиболее отчетливо отложения выражены в районе оз. Нерпичьего, у п-ова Камчатского Мыса. Мощность отложений 6—25 *м*. Представлены они слоистыми супесями и пылеватыми песками, а с поверхности перекрыты торфяниками. Накопление лагунных отложений в настоящее время происходит в лиманах, часто встречающихся в устьях рек.

Озерные отложения слагают пляжи и слаборазвитые террасы у озер Кроноцкого, Курильского, Ажабачьего и др. Они представлены разнозернистыми песками с гравием и галькой. Мощность отложений не превышает нескольких метров.

Озерно-аллювиальные отложения продолжают накапливаться на предкумрочском участке Центральной Камчатской депрессии. Здесь р. Камчатка ежегодно затопляет обширную территорию и образующееся при этом озеро иногда существует до августа. Отметка уровня озера порядка 10—20 *м*. В районе устья р. Большой Хапицы существует обширное озеро глубиной 2—3 *м*, прикрытое плавающим на нем мохово-торфяным слоем. Существует мнение, что эта часть депрессии продолжает погружаться и обусловлено это погружение продолжающейся вулканической деятельностью вулканов Ключевского и Шивелуча (Б. И. Пийп). Озерно-аллювиальные отложения образуют общую поверхность с пойменной террасой рек Камчатки и Еловки.

Биогенные отложения широко распространены на территории Камчатки. На площади Западной Камчатской низменности они образуют сплошной покров, одевающий все неровности рельефа — от высших точек водоразделов до надпойменных террас. На водораздельных заболоченных поверхностях разбросаны бессточные овальные или округлые озерки размером от 5 до 15 *м* в диаметре, с обрывистыми торфяными берегами. Из них нередко берут начало речки, текущие в торфяных берегах. Мощность торфяников в большинстве случаев колеблется в пределах 2—6 *м*. В устьевой части долины р. Большой она достигает 10 *м*.

В Восточной и Центральной Камчатке биогенные отложения имеют более ограниченное распространение и не образуют больших массивов; в Центральной Камчатке, кроме того они слабо изучены. Степень разложения торфяников низкая и редко достигает 30—40%; в верхней части, как правило, залегает пласт чистого сфагнового мха совершенно неразложившегося (степень разложения 5—10%).

Характерными особенностями торфяников Камчатки являются: присутствие двух-трех прослоев вулканического песка или пепла, протягивающихся через всю торфяную залежь; наличие в торфяных залежах пласта глины мощностью около 1 *м*.

Торфяники Западной и Восточной Камчатки детально изучены и описаны М. И. Нейштадтом (1936а, б). Использование данных спорово-пыльцевого анализа позволило отнести их образование к голоценовому возрасту с последующим расчленением торфяного слоя на более дробные стратиграфические горизонты, соответствующие древнему, раннему, среднему и позднему голоцену.

Пролювиальные отложения слагают крупные конусы выноса у подножий вулканов Ключевского, Большой Ипельки, Авачи, Шивелуча и других и состоят из переотложенного пирокластического мате-

http://jurassic.ru/

риала. По крупности частиц он соответствует пескам, галечникам и часто включает крупные обломки лав. На других участках горного рельефа пролювиальные отложения образуют небольшие, но часто встречающиеся выносы в пределах горных долин, где они состоят из щебня и обломков с пылеватой супесью. По периферии горных районов пролювиальные отложения не образуют мощных и развитых накоплений. Небольшие шлейфы, например, встречаются в долине р. Камчатки в районе с. Мильково.

Аллювиальные отложения слагают две нижние аккумулятивные надпойменные террасы и пойму. Высота надпойменных террас 1,0—1,5 и 3—4 *м*, в общем она непостоянна и обычно увеличивается вверх по течению. Продольные кривые поверхностей террас соединяются в устьях рек, на побережьях морей и расходятся ближе к горной местности. В верхнем течении рек аллювий крупногалечный, в среднем — песчано-галечный, ближе к устьям становится песчаным и даже супесчаным. Мощность аллювия 5—12 *м*.

Современные ледниковые и водно-ледниковые отложения имеют весьма ограниченное развитие. Их образование происходит у краев ледниковых языков, спускающихся с вершин многих вулканов. Морены состоят из крупных глыб, мелких обломков и вулканического песка. Между моренами накопились небольшой мощности флювиогляциальные отложения, образующие ровные площадки длиной до 300 *м*.

Делювиальные отложения нерасчлененные

В составе делювия горных склонов большое участие принимают щебень и обломки пород, слагающие осыпи и россыпи, иногда покрывающие основания гор до $^1/_3$ их высоты. Меньшее значение имеют супеси, которые совместно со щебнем прикрывают более отлогие склоны. В горной местности возраст делювия относительно молодой. Образование его в основном началось после оледенений. Характерной особенностью Камчатки является отсутствие широких делювиальных шлейфов, что подтверждает молодость горного делювия.

Делювиальные отложения Западной Камчатской равнины более древние, так как значительная часть ее площади находилась за пределами оледенения. В составе отложений здесь преобладают супеси, иногда суглинки, с редкими включениями щебня. Литология делювия равнин во многом определяется песчанико-сланцевым составом субстрата.

* *
*

В настоящее время состояние изученности стратиграфии четвертичных отложений Камчатки является неудовлетворительным. Не существует единой общепринятой схемы четвертичных отложений Камчатки. Не удалось ее выработать и на стратиграфическом совещании в г. Охе (1961 г.). Различными авторами начиная с 1940 г. для отдельных участков Камчатки были опубликованы схемы стратиграфических подразделений отложений. За последние годы собран большой фактический материал, что позволило В. П. Мокроусову и Н. Д. Садовскому предложить в 1959 г. стратиграфическую схему четвертичных отложений для всего полуострова (см. табл. 12).

Возраст четвертичных отложений датирован частью на основании изложенного материала, частью на основании сопоставления с соседними районами, с использованием при этом ледниковых отложений в качестве опорных горизонтов. Климатические перемены и, как след-

http://jurassic.ru/

ствие их, оледенения и потепления охватывали одновременно огромные пространства, включая и Камчатку. Возможно, что Камчатка, с ее горным рельефом и окруженная со всех сторон морем, находилась в более благоприятных условиях в отношении накопления льдов, чем более северные области Сибири.

Недостаточная изученность стратиграфии четвертичных отложений сильно затрудняет поиски золота и других полезных ископаемых, связанных с четвертичными образованиями. Отсутствие четкой стратиграфической шкалы не позволяет с необходимой детальностью выяснить историю развития вулканических процессов. К числу важнейших вопросов исследования Камчатки относятся: установление третично-четвертичной границы, числа оледенений, главных морских террас, выяснение возраста высоких выровненных поверхностей и др. Изучение террас следует вести также в направлении расшифровки новейших тектонических движений. Совершенно неисследованной на полуострове остается кора выветривания.

Наиболее полно запечатлены этапы истории четвертичного периода в отложениях депрессий, например Центральной Камчатской и Западной Камчатской. Изучение этих отложений является основной и первоочередной задачей. Оно даст опорные разрезы и эталоны для сравнения разрезов, спорово-пыльцевых спектров отложений других районов полуострова.

http://jurassic.ru/

Глава пятая

МАГМАТИЗМ И ЯВЛЕНИЯ МЕТАМОРФИЗМА

Магматические породы Камчатки изучены слабо. Накопленный к настоящему времени материал, касающийся этих пород, невелик по объему и недостаточно систематизирован. Магматические комплексы на полуострове могут быть выделены очень условно, и возраст некоторых из них является предметом дискуссий.

В связи с этим наиболее целесообразной формой изложения сведений о магматических породах Камчатки является описание материала, относящегося к отдельным наиболее характерным интрузивам. Последние сгруппированы, в меру имеющихся возможностей, в разновозрастные интрузивные комплексы (табл. 13). Так как магматические процессы на Западной Камчатке проявились слабо и в форме, не свойственной остальной территории полуострова, описание интрузивных пород дано последовательно с востока на запад, начиная с Восточной Камчатки (в отличие от порядка изложения, принятого в разделе «Стратиграфия»).

ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ

Интрузивные породы Восточной Камчатки приурочены к двум главным антиклинальным структурам, совпадающим с зоной восточных хребтов и восточными полуостровами Камчатки. По составу, структурному положению и отчасти по времени внедрения среди интрузивов выделяются две основные группы: 1) гипербазиты и интрузивы основного состава, 2) интрузивные породы кислого и среднего (частичного основного) состава.

ГИПЕРБАЗИТЫ И ИНТРУЗИВЫ ОСНОВНОГО СОСТАВА

Породы ультраосновного и основного состава распространены на Камчатке главным образом в восточной части полуострова, где они приурочены к верхнемеловым (сенонским) и отчасти палеоген-нижнемиоценовым породам. Ранее гипербазиты связывались с ларамийской складчатостью; позже выяснилось, что некоторые ультраосновные интрузивы прорывают и палеоген-нижнемиоценовые отложения. Гипербазитовый пояс протягивается в северо-восточном направлении вдоль складчатых хребтов Ганальского, Валагинского, Тумрока и Кумроча, а также вдоль восточных полуостровов Камчатки. Ультраосновные породы пространственно связаны с офиолитовой формацией Восточной Камчатки.

Описание интрузивов Восточной Камчатки дается отдельно по антиклинальным зонам восточных хребтов и восточных полуостровов.

Интрузивы восточных хребтов

Наиболее южный массив восточного пояса гипербазитов Камчатки находится к югу от г. Петропавловска, у входа в бухту Раковую. Здесь среди предположительно верхнемеловых пород выходят серпентиниты

http://jurassic.ru/

Таблица 13

Интрузивные комплексы Камчатки

Комплексы	Западная Камчатка	Центральная Камчатка	Восточная Камчатка
Плиоцен-четвертичный	Экструзивы андезитов и липаритов	Субвулканические интрузивы(?) диоритов, гранодиорит-порфиров; экструзивы и дайки пород кислого, среднего и основного состава	Экструзивы и дайки пород кислого, среднего и основного состава
Неогеновый	Интрузивы и экструзивы щелочных пород (сиениты, монциниты, ийолит-уртиты, шонкиниты, лейцитовые трахиты, кринаниты и др.) Габбро, диабазы, диоритовые порфириты	Диориты, диоритовые порфириты, гранодиориты, различные лампрофировые породы Габбро-диориты, диориты, граниты, монциниты, альбитофиры и др.	Габбро, диабазы, габбро-диориты, диориты, диоритовые порфириты, гранодиориты, гранит-порфиры, кварцевые порфиры, сиенитовые порфиры Ультраосновные породы(?)
Верхнемеловой	Диориты, диоритовые порфириты, гранодиориты Габбро, диабазы, перидотиты, гарцбургиты и др.	Диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, гранит-порфиры, аплиты, лампрофиры Габбро, диабазы, пироксениты, перидотиты, горнблендиты	Габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты Габбро, диабазы, пироксениты, перидотиты, дуниты
Палеозойский(?)		Аляскитовые граниты, гранит-порфиры, пегматиты Биотитовые и двуслюдяные граниты Метаморфизованные ультрабазиты и породы основного состава	
Протерозойский(?)		Гнейсо-граниты, пегматиты	

(сильно серпентинизированные перидотиты), рассеченные жилами диабазового порфирита.

Схематические описания серпентинитов окрестностей Петропавловска имеются у К. Дитмара (1901) и К. И. Богдановича (1899), считавшего, что серпентиниты имеют эруптивное происхождение. Детальное изучение серпентинитов и основных пород бухты Раковой произведено В. Я. Степановым (1946) и А. Н. Нееловым в 1953 г.

Интрузивы гипербазитов размещены в верхнемеловой (?) туфокремнистой толще, сложенной сильно измененными туфами, кремнистыми и алевритовыми туффитами, кремнистыми сланцами и пластовыми залежами порфиритов. Гипербазиты образуют мощное пластовое тело и слагают обрывы северного берега бухты Раковой на протяжении 1 *км* (В. Я. Степанов).

http://jurassic.ru/

Серпентиниты сильно брекчированы, местами рассланцованы, рассечены жилами мощностью в несколько метров пренитизированного и хлоритизированного диабаза, содержат густую сеть тонких жилок серпентинита и хризотил-асбеста. Структура породы, по описанию А. Ф. Марченко, петельчатая или брекчиевидная: породы сложены тонковолокнистым бледно-зеленым хризотилом, образующим сетку, ячейки которой заполнены антигоритом и баститом. Местами наблюдаются реликтовые зерна оливина, ромбического пироксена с тонкими прожилками хризотила, мелкие зерна и иногда скопления хромит-пикотита. Второстепенные минералы — титаномагнетит, пирит, халькопирит, халькозин, ковеллин. Химический состав сильно серпентинизированного перидотита приводится в табл. 14 (анализ 1).

Эффузивно-осадочная толща на берегу Авачинской губы прорвана также инъекциями габбро-диабаза. Массив габбро-диабаза восточного побережья бухты залегает согласно со складчатыми структурами и вытянут в северо-западном направлении. Площадь массива около 35 *км*^{2}. Он исследован в 1953 г. А. Ф. Марченко и М. Г. Ошиток. Тела габбро-диабазов образуют с вмещающими их кремнистыми сланцами интрузивный контакт, местами осложненный тектоническими нарушениями. Взаимоотношения интрузива с порфиритами и серпентинитами, контактирующими с ним, не установлены.

Габбро-диабазы представляют собой темно-зеленые, мелко- или среднезернистые породы, нередко рассланцованные. В составе породы преобладают плагиоклазы, моноклинный пироксен, иногда оливин. Вторичные минералы — эпидот, хлорит, актинолит, альбит, серпентин, серицит, соссюрит. Рудные минералы — пирит, титаномагнетит. Небольшие ксенолиты вмещающих пород несут признаки оплавления и гибридизации: центральные части их не изменены, а периферические обогащены эпидотом и кварцем.

В северной части Валагинского хребта, в долине р. Савульч, дунитовые интрузивы образуют два небольших выхода размером 0,5 *км*^{2}. Интрузивы дунитов, по данным А. Г. Тимофеева и Л. И. Тихомирова, размещены среди толщи верхнемеловых (?) порфиритов и приурочены к крылу крупной антиклинальной складки — главному структурному элементу Валагинского хребта. Контакты интрузивов не изучены. Дуниты характеризуются панидиоморфной структурой и состоят из серпентинизированного оливина, магнетита, единичных зерен хромита и изредка встречающихся зерен моноклинного и ромбического пироксенов. В бассейне той же р. Савульч Г. И. Новоселов описал пироксеновые перидотиты (см. табл. 14, анализ 2). На западном склоне Валагинского хребта, на возвышенности Шаромского Мыса, среди образований верхнемелового возраста залегают серпентинизированные перидотиты (их химический состав см. табл. 14, анализ 3). Севернее В. П. Мокроусов и Б. В. Стырикович встретили в хребте Тумрок штоки и дайки пород основного и ультраосновного состава, прорывающие измененные туфы, туфогенные песчаники и эффузивы верхнемелового или третичного возраста. Ультраосновные породы обнажаются по р. Правый Толбачик, в 4 *км* от устья и по ее притокам. Здесь обнажаются незначительно измененные перидотиты и пироксениты; в перидотитах по оливину развиты антигорит и хлорит, частично тремолит.

Хребет Кумроч беден интрузивными породами. М. Ф. Двали (1936б, 1939) обнаружил жилы серпентинита в верховьях р. Радуги среди верхнемеловых (?) пород (толща Кумроч), Н. Е. Соколовым в 1947 г. в вершине р. Радуги среди туфосланцев, туфов и порфиритов встречена небольшая линза серпентинитов.

http://jurassic.ru/

Таблица 14

Химический состав основных и ультраосновных интрузивных пород

№ п/п	Название породы и место взятия образца	Содержание, %															
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Cr_2O_3	NiO	SO_3	H_2O	П.п.п.	Сумма
1	Перидотит серпентинизированный; Раковая бухта	39,08	Следы	1,43	5,32	0,98	0,08	38,54	—	—	0,05	Следы	0,32	0,28	—	0,92	12,72	99,72
2	Пироксеновый перидотит; река Савульч	45,08	0,31	9,48	3,76	6,60	0,03	17,73	10,65	0,62	0,66	0,10	—	—	0,07	—	4,32	99,41
3	Перидотит; Шаромский мыс	39,80	0,35	3,90	5,57	4,26	0,15	28,78	5,52	0,16	0,36	0,28	—	—	—	1,34	9,31	99,81
4	Дунит; Карагинский остров	38,13	0,03	0,68	1,09	6,40	0,11	46,21	—	—	0,24	Следы	0,22	0,37	—	0,96	5,86	100,30
5	Лерцолит; Карагинский остров	41,91	—	—	2,38	6,87	0,11	42,98	0,19	0,08	0,15	—	0,37	0,41	—	0,62	4,16	100,23
6	Диаллагит; Карагинский остров	49,41	0,06	0,92	1,89	3,63	0,11	23,21	16,76	0,05	0,15	0,02	0,56	0,04	—	0,55	3,10	100,46
7	Микрогаббро; Карагинский остров	47,19	0,84	17,04	2,07	6,47	0,14	10,02	10,94	2,12	0,88	0,15	—	—	—	0,43	1,87	100,16

По данным В. Я. Степанова, 1946 г. (1), Г. И. Новоселова (2), А. И. Морозова, 1940 г. (3), Д. С. Харкевича, 1941 г. (4—7).

В отрогах хребта Кумроч — Радугинском хребте — С. И. Набоко описала группу мелких интрузивных тел (от диоритов до пироксенитов и серпентинитов), залегающих среди измененных туфогенно-эффузивных пород в истоках р. Правой Маимли. Простирание тел северо-восточное и меридиональное, залегание крутое, форма не выяснена, размеры около 100 *м* в длину. Серпентиниты образовались за счет перидотитов. Помимо оливина и рудного минерала, в них содержится зеленая шпинель, хризотил, пренит. Серпентинизированные пироксениты и серпентиниты залегают также в вершине правого истока р. Маимли, в предгорьях Радугинского хребта. С. И. Набоко указывает на присутствие в южной части Радугинского хребта интрузивных тел, сложенных диоритами, а также жил серпентинизированного габбро-диабаза, залегающих среди пород габбрового облика.

Довольно широко ультраосновные породы распространены в пределах п-ова Озерного; в северной части полуострова развиты выходы дунитов, сопровождающиеся мелкими штоками и дайками габбро-диоритов и диоритов. Дуниты прорывают и контактово метаморфизуют вмещающие их олигоцен-нижнемиоценовые породы. В некоторых телах видна волнистая поверхность контакта, падающая под крутым углом (70° в массиве горы Рыцарь); в контактовых ослабленных зонах наблюдаются серии мелких трещин, зеркала и борозды скольжения. Мелкие интрузивы среднего и основного состава имеют непостоянный петрографический состав: в них наблюдаются переходы от диоритов к габбро-диоритам и габбро. Более основные разности слагают периферические части массивов и возникли предположительно в результате ассимиляции вмещающих пород основного состава (андезитовые и базальтовые порфириты, их туфы, туффиты).

Небольшие выходы и высыпки обломков гипербазитов, сопровождаемые породами основного и среднего состава, встречены также на побережье Берингова моря, в верховьях р. Малой Конской, на южном склоне горы Рыцарь, в верховьях горы Оленьей, в долинах рек Второй, Третьей, Четвертой и Пятой, на водоразделе рек Конской и Ольховой, на горе Плоской. Размеры этих массивов обычно около 1—1,5 *км*^{2}. Вмещающие андезиты и туфобрекчии ороговикованы, эпидотизированы, серицитизированы, пронизаны сетью кальцито-цеолитовых и карбонатных жилок мощностью от 1 до 30 *см*. Алевролиты и песчаники превращены в роговики. Небольшое количество даек диоритов и габбро встречено в береговых обрывах северо-восточного побережья Берингова моря, в верховьях р. Ольховой, в долинах Второй и Третьей речек; преобладающее простирание даек меридиональное и северо-западное, мощность от 1 до 6 *м*.

Многочисленные массивы ультраосновных пород залегают в центральной и южной частях Карагинского острова. Изучались они Д. С. Харкевичем (1941), в 1953 г. полученные им данные были дополнены А. И. Юдиным и Ю. Н. Гринченко. Гипербазиты на о. Карагинском залегают среди вулканогенной толщи, в которой покровы базальтовых и андезитовых порфиритов переслаиваются с туфобрекчиями, туфогенными песчаниками, туфами. Породы подверглись зеленокаменному перерождению, смяты в крутые складки; возраст их предположительно верхнемеловой. Гипербазиты приурочены к зоне мощных разломов северо-восточного простирания, представлены главным образом серпентинитами, реже серпентинизированными дунитами, перидотитами (лерцолитами), верлитами, гарцбургитами и пироксенитами.

Наиболее крупный массив — Центральный занимает площадь около 100 *км*^{2}, вытянут в север-северо-восточном направлении согласно с простиранием структур эффузивно-пирокластической толщи. Ширина мас-

http://jurassic.ru/

сива 4—6 *км*, в северной части около 500 *м*, длина 25 *км* (Д. С. Харкевич). Второй крупный массив гипербазитов, расположенный на мысе Южном, имеет ширину 1,5—2 *км*, длину 5 *км*. Кроме того, на о. Карагинском залегают многочисленные мелкие, менее 100 *м* по длине, массивы, вытянутые в меридиональном или северо-восточном направлении. Согласно исследованиям А. И. Юдина, гипербазиты образуют 10 залежей различной формы, приуроченных к крупным разломам северо-восточного простирания. Контакты массивов с вмещающими породами обычно тектонические, на п-ове Южном они нормальные, интрузивные. Массивы гипербазитов имеют сложный петрографический состав. В Центральном и Южном массивах главную массу пород слагают перидотиты (лерцолиты). В них наблюдается первичная полосчатость: в южной части Центрального массива перидотиты содержат полосы сингенетичного дунита, включающие шлиры хромистого железняка мощностью от долей сантиметра до 1 *м*. Пироксениты развиты в истоках р. Гнунваям. Геологические их соотношения с перидотитами не вполне ясны, но они явно моложе перидотитов, в которых образуют крупные тела (Центральный массив) или тонкие жилы (Южный массив), согласные с общим простиранием массивов.

Перидотиты представляют собой плотные породы темно-зеленого цвета с пойкилитовой, сидеронитовой и петельчатой структурами. Главный минерал — оливин; второстепенные — гиперстен, диаллаг; вторичные (замещающие оливин и ромбический пироксен) — серпентин, тальк, изредка тремолит. Рудные минералы содержатся в переменном количестве.

В приконтактовых зонах Южного и Центрального массивов и в мелких телах перидотиты и дуниты полностью превращены в серпентиниты и сопровождающие их породы основного и среднего состава. Минералогический состав дунитов аналогичен составу дунитов Валагинского хребта. Разности дунитов, переходные к лерцолитам, содержат небольшое количество ромбического и моноклинного пироксенов. Химический состав серпентинизированного дунита и лерцолита виден из анализов 4 и 5 (см. табл. 14).

Пироксениты характеризуются темно-зеленой, иногда черной окраской и панидиоморфной структурой. Диаллагиты сложены крупными кристаллами диаллага и вторичными минералами — серпентином, тремолитом и тальком. Вебстериты состоят из ромбического и моноклинного пироксена; вторичный минерал — серпентин. Химический состав диаллагита приведен в табл. 14 (анализ 6).

Серпентинизация гипербазитов связана с поствулканическими процессами. В центральных частях массивов серпентиниты иногда образуют отдельные участки. Это породы темно-зеленого и серо-зеленого цвета. Они состоят из тонковолокнистого хризотила, промежутки между волокнами которого заполнены антигоритом. Ромбический пироксен замещен баститом. В северной и западной частях Центрального массива Карагинского острова и в горном массиве Саконоваль перидотиты полностью превращены в серпентиниты — черно-зеленоватые, сланцеватые породы, состоящие из чешуйчатого антигорита с включениями талька и хромита.

Широкие контактовые зоны массивов и жил характеризуются возникновением разнообразных контактовых пород: преимущественно амфиболовых, амфиболо-хлоритовых, альбито-хлорито-эпидотовых, хлорито-тальково-магнезиальных, хлорито-пироксеновых сланцев, сланцеватых серпентинитов, магнезитов; появлением кварц-карбонатных пород с железисто-охристыми глиноподобными новообразованиями. В западном и восточном контактах Центрального массива все эти породы обра-

http://jurassic.ru/

зуют полосы видимой мощностью от 40 до 150 *м*, повторяющие очертания массивов.

Мелкие массивы гипербазитов встречаются в различных частях Карагинского острова. В хребте Западном, в верхнем течении р. Кемберлей, залегает жилообразная залежь гарцбургит-серпентинита до 100 *м* шириной; в хребте Голенищева, в долине р. Маркеловской, расположены мелкие массивы серпентинитов. По данным Д. С. Харкевича (1941), жилы и штоки в лерцолитах сложены пироксенитами. Мелкие жилы и дайки ультраосновных пород нескольких генераций залегают в массивах гипербазитов и среди порфиритов верхнемелового (?) или палеогенового возраста. Эти жилы и дайки приурочены к зоне разломов и, по-видимому, являются апофизами гипербазитовых тел. Основные породы имеют меньшее распространение и более молодой возраст, чем гипербазиты. Они слагают штоки и жилы различной мощности. Мелкие массивы пироксеновых и амфиболовых габбро залегают среди перидотитов; габбро-диориты и микрогаббро образуют на западной окраине Центрального массива также жилы и мелкие массивы.

Габбро-представляют собой плотные породы различной зернистости, светло-серой или темно-серой окраски с габбровой, реже габбро-пойкилитовой и гигантопризматической структурами. Сложены эти породы соссюритизированным плагиоклазом, амфиболитизированными пироксенами (моноклинным и ромбическим), изредка хлоритизированной роговой обманкой. Апатит и рудный минерал присутствуют в незначительном количестве. Микрогаббро состоит из роговой обманки, плагиоклаза и акцессорного сфена. Химический состав породы см. в табл. 14 (анализ 7).

Намечается следующая последовательность формирования интрузивных пород на о. Карагинском. На раннем этапе — внедрение перидотитов и дунитов, затем формирование тел и жил пироксенитов и в последний этап — образование серпентинитов и формирование мелких жил и даек ультраосновных пород нескольких генераций.

На дальнейшем северо-восточном простирании Восточно-Камчатской структурно-фациальной зоны, уже за пределами Камчатского полуострова, на побережье Олюторского залива (бассейн р. Каухтваям, водораздел рек Смежной и Доброй и др.), З. А. Абдрахимовым и С. А. Мельниковой в 1962 г. были описаны интрузивные залежи пикритовых порфиритов. Интрузивы размещаются среди вулканогенных и осадочных пород вочвинской свиты (олигоцен — нижний миоцен) в общем согласно с их напластованием, но местами наблюдаются несогласные с наслоением контакты. Мощность интрузивных залежей 100—200 *м*. В эндоконтакте пикритовые порфириты переходят в пикрит-базальты и оливиновые диабазы. Вмещающие породы у контакта, в полосе от 0,5—1 до 15—20 *м* ороговикованы и содержат пятнистые скопления эпидота.

Интрузивы восточных полуостровов

До последнего времени интрузивы ультраосновных пород были известны лишь на полуостровах Камчатского Мыса и Озерновском.[1]

В 1960 г. ультраосновные породы были обнаружены О. И. Супруненко и Л. М. Смирновым на восточном берегу Кроноцкого полуострова (между мысами Кроноцким и Каменистым). Выходы серпентинизированных перидотитов здесь наблюдались среди верхнемеловых (?) пород

[1] Интрузивы п-ова Озерного охарактеризованы при описании ультрабазитов зоны восточных хребтов.

http://jurassic.ru/

в виде полос примерно широтного направления. Массивы перидотитов в большинстве случаев ограничены нарушениями, но местами сохранились интрузивные контакты, у которых вмещающие породы изменены в зоне шириной 3—5 *м*; у нарушений ультраосновные породы превращены в брекчии с серпентинитовым цементом. В ультрабазитах имеются тонкие (до 2—3 *мм*) прожилки асбеста.

Сведения о базитах и гипербазитах на п-ове Камчатского Мыса имеются у С. А. Конради (1925), отметившего присутствие там габбро и змеевиков. В 1926 г. А. Н. Трошин и Г. А. Дягилев, а в 1940 г. О. С. Вялов и Р. И. Вялова установили на полуострове разнообразные ультраосновные и основные породы — дуниты, пироксениты, серпентиниты, перидотиты, гарцбургиты и габбро. Петрографическое описание ультраосновных пород сделано в 1931 г. Л. Л. Нелавицким. Упоминания о гипербазитах и габбро Камчатского Мыса встречаются также у М. Ф. Двали (1936б).

В 1953 г. Ю. Г. Кузнецов и Ю. Н. Гринченко значительно расширили геологические и петрографические сведения об ультраосновных массивах полуострова. Интрузивы южной части Камчатского полуострова приурочены, согласно исследованиям Ю. Н. Гринченко и Ю. Г. Кузнецова, к разломам мыса Камчатского различных направлений. Они залегают в сильно дислоцированной верхнемеловой (?) туфогенно-осадочной толще, образуя крутопадающие линзообразные и пластовые залежи среди вмещающих их тектонических брекчий. К западной части той же зоны разломов приурочена полоса габбровых пород сложного строения, выклинивающаяся к северу в бассейне р. Мутной. Мелкие дайки и жилы габброидов встречены в горах около мыса Африки и по разломам в Столбовских хребтах. Выходы гипербазитов и базитов наблюдаются также на мысе Каменном (северо-западный берег оз. Нерпичьего).

Общая площадь, занимаемая массивом южной части п-ова Камчатского Мыса, составляет, по М. Ф. Двали и В. Н. Домиников-скому, несколько десятков квадратных километров. По данным Ю. Г. Кузнецова, Ю. Н. Гринченко и А. И. Юдина, этот массив является дифференцированным интрузивом, сложенным перидотитами, дунитами, серпентинитами и, в меньшей степени, гарцбургитами, верлитами и пироксенитами. Породы пересечены сетью прожилков асбеста и талька мощностью от 1—2 до 5 *мм*. Асбестовые волокна окремнены; окремнение следовало за серпентинизацией.

Возраст гипербазитов и основных пород Восточной Камчатки определяется весьма условно. Часть гипербазитов может быть связана с ларамийской складчатостью (гипербазиты Раковой бухты, п-ова Кроноцкого). В северной части Валагинского хребта возраст интрузивов дунитового состава весьма приближенно определяется как послемеловой, поскольку они прорывают верхнемеловые (фаунистически не охарактеризованные) порфириты. С определенностью можно говорить только об их нижней возрастной границе. Также лишь как послемеловой может быть определен возраст гипербазитов Камчатского Мыса и Карагинского острова. Породы основного и среднего состава, сопровождающие гипербазиты, имеют более молодой возраст, чем гипербазиты. Возраст интрузивных пород диоритового состава (так же как и перидотитов) Д. С. Харкевич (1941) ранее определял как ларамийский. Находка ксенолитов верхнемеловых кремнистых сланцев в габбро-диабазах на восточном побережье Авачинской губы позволяет уточнить нижнюю возрастную границу интрузивов; верхняя остается неопределенной из-за отсутствия в районе более молодых палеогеновых образований. Внедрение интрузивов диоритового и ультраоснов-

http://jurassic.ru/

ного состава п-ова Озерного М. А. Сухарев относит к курильской фазе складчатости, примерно на границе олигоценового и миоценового времени.

ИНТРУЗИВЫ КИСЛОГО И СРЕДНЕГО (ЧАСТИЧНО ОСНОВНОГО) СОСТАВА

В Восточно-Камчатской зоне, за исключением единичных крупных массивов, обычно встречаются лишь мелкие штоки и неправильные тела гранитоидов. Во многих случаях они представляют собой апикальные части более крупных массивов, на что указывает разнообразие пород, слагающих отдельные массивы, частые ксенолиты вмещающих пород в них и т. д. Для контактов интрузивов среднего и кислого состава характерны зоны контактовых роговиков и гидротермально измененных пород значительной мощности. Часто интрузивы гранитоидного типа при внедрении используют те же пути, по которым интрудировала ультраосновная магма, что сопровождается сильной серпентинизацией массивов гипербазитов.

Интрузивы восточных хребтов

На побережье Авачинской бухты и Тихого океана установлены многочисленные мелкие дайки различных пород, отдельные разновидности которых характерны для определенных свит. Так, например, диабазы и порфириты встречаются на восточном берегу бухты только среди верхнемеловых пород; мощность даек 2—10 *м*, направление простирания обычно северо-восточное и северо-западное. Липарито-дациты и фельзит-порфиры развиты среди нижне- и среднемиоценовых пород. Дайки роговообманковых и пироксеновых андезитов и долеритов секут разнообразные вмещающие породы, вплоть до верхнемиоценовых. В хребте Тумрок выходы гранитоидов приурочены, по данным В. П. Мокроусова и Б. В. Стыриковича, к верхнемеловым породам. В долинах рек Тополевой и Быстрой встречены кварцевые диориты.

По внешнему виду кварцевые диориты представляют собой зеленовато-серые пятнистоокрашенные, часто сильно гидротермально измененные породы. Минералогический состав их: плагиоклаз (40—45%), пироксен, кварц, вторичные минералы. По плагиоклазу развиты пелит, хлорит, серицит и цоизит; пироксен хлоритизирован и замещен гидроокислами железа. Изменениям подвергались и выходящие в хребте Тумрок плагиоаплиты, залегающие среди незначительно ороговикованных осадочных пород. Интрузивные породы основного состава изменены с образованием анальцима, волокнистого цеолита, лютецита, хлорита, кальцита. Габбро-диабазы сложены лабрадором, замещающимся эпидотом, анальцимом и цоизитом. Пироксен в них частично замещен антигоритом, хлоритом, иддингситом, кальцитом.

В хребте Кумроч выходят небольшие массивы кварцевых диоритов, прорывающие в северной и восточной частях хребта верхнемеловые осадочно-вулканогенные толщи; здесь также встречены жильные диабазы. В верховьях р. Ильчинец залегает массив Балаганчик, сложенный кварцевыми диорит-порфиритами. По данным Н. Е. Соколова, массив вытянут в широтном направлении, размеры его 2,5×5 *км*. Условия залегания, размеры массива, петрографический состав — позволяют отнести его к гипабиссальным интрузиям, застывающим в условиях, близких к поверхностным. У впадения в р. Маимлю выходит интрузивное тело того же состава, но меньших размеров с поперечником около 500 *м*.

http://jurassic.ru/

На территории п-ова Озерного мелкие штокообразные тела диоритов, габбро-диоритов и дайки соответствующего состава прорывают нижнемиоценовые эффузивно-туфогенные породы. Диориты состоят преимущественно из андезина, часто зонального и зеленой роговой обманки; в небольшом количестве присутствуют моноклинный пироксен и рудный минерал. Вторичные минералы представлены хлоритом, эпидотом, лейкоксеном. Габбро-диориты сложены главным образом лабрадором и моноклинным пироксеном. Дайковая фация развита незначительно, взаимоотношения даек со штоками не выяснены. На контакте диоритов с вмещающими их алевролитами имеется зона роговиков мощностью 1—2 *м*. У контакта с эффузивами андезитового и базальтового состава проявлено оталькование, образовались эпидотизированные и серицитизированные породы с карбонатными и кальцито-цеолитовыми жилками мощностью от 1 до 30 *см*.

На дальнейшем продолжении Восточно-Камчатского антиклинория на Карагинском острове пироксеновый диорит слагает небольшой массив в верховьях р. Гнунваям. Порода сложена альбитизированным плагиоклазом и моноклинным пироксеном, замещенным актинолитом. Роговообманковый диорит, залегающий среди порфиритов мыса Крашенинникова, сильно пренитизирован; он сложен плагиоклазом, замещающимся эпидотом, цоизитом, пренитом, роговой обманкой. В породе наблюдается титаномагнетит. Кварцевый диорит в хребте Голенищева слагает жилу, секущую порфириты.

Интрузивы восточных полуостровов

Верхнемеловые или палеоген-нижнемиоценовые эффузивно-туфогенные породы Шипунского полуострова прорваны несколькими интрузивами, общей площадью около 180 *км*^{2}. Наиболее крупным является интрузив, располагающийся в северной части полуострова; площадь его выхода составляет около 130 *км*^{2}. Интрузив изучался в 1951 г. Д. Е. Саватеевым, в 1953 г. М. Н. Мокроусовой и В. С. Рудаковой, в 1960 г. Б. К. Долматовым.

Преобладающими породами, слагающими массив, по Б. К. Долматову, являются габбро, горнблендиты, кварцевые и бескварцевые диориты. Шипунский интрузив прорывает и метаморфизует породы шипунской и жупановской свит предположительно палеоген-нижнемиоценового возраста. Ширина контактового ореола роговиков весьма непостоянна и изменяется от 1 *км* на юге и юго-востоке до 6,5 *км* на северо-западе, где установлен очень пологий интрузивный контакт. На средне-верхнемиоценовые(?) породы свиты ключа Горного породы Шипунского интрузива совершенно не оказывают контактового воздействия, чем доказывается досреднемиоценовый (по-видимому нижнемиоценовый) возраст интрузива. Контактовые (и гидротермальные) изменения у интрузива выражены в самой периферической зоне пропилитизацией. Непосредственно у контакта распространены плагиоклазо-роговообманковые роговики с небольшой примесью биотита и кварца.

В некоторых местах Шипунский интрузив вскрыт эрозией на глубину более 900 *м*. Наиболее глубокие вскрытые части интрузива сложены роговообманковым габбро, обнажающимся в бухтах Большой и Малой Моржевых. Макроскопически роговообманковое габбро представляет собой темно-серую породу с массивной или пятнистой структурой, обусловленной скоплениями темноцветных минералов. Структура породы габбровая, а иногда (в мелкозернистых разностях) пойкилоофитовая. Минералогический состав: основной плагиоклаз (битовнит), авгит, амфибол, магнетит.

http://jurassic.ru/

Местами содержание роговой обманки в габбро постепенно увеличивается и оно переходит в горнблендиты — черные крупнокристаллические породы с панидиоморфной структурой, состоящие из актинолитовой роговой обманки (до 95% объема породы), битовнита и редких зерен авгита, биотита и магнетита. Роговообманковое габбро и горнблендиты образовались в наиболее раннюю фазу формирования Шипунского массива. Ксенолиты габбро в большем количестве встречаются (особенно в обрывах бухты Медвежьей) в диоритовых породах, представляющих собой более позднюю фазу.

Породы диоритового ряда слагают основную площадь Шипунского массива. Среди них выделяются кварцевые и кварцсодержащие диориты, связанные между собой постепенными переходами, а также своеобразные, метасоматически измененные, окварцованные диориты. Кварцсодержащие и кварцевые диориты представляют собой серые среднезернистые породы, отличающиеся друг от друга только под микроскопом. Структура тех и других пород гипидиоморфнозернистая.

Метасоматически измененные кварцевые диориты выделены в центральной и южной частях Шипунского полуострова, где они слагают главным образом наиболее гипсометрически высокие его части. Здесь наблюдаются светло-серые, иногда слабопорфировидные породы, по внешнему облику напоминающие гранодиориты. Под микроскопом, однако, устанавливается, что эти породы являются сильно окварцованными диоритами. Структура окварцованных диоритов реликтовая, гипидиоморфнозернистая. Химический состав породы приведен в табл. 21 (анализ 8). Все особенности диоритовых пород Шипунского массива указывают на их формирование в гипабиссальных условиях.

С поздними стадиями гидротермального метасоматоза связаны колчеданные рудопроявления в Шипунском массиве с медью, кобальтом, никелем, проявленные в бухте Моржевой, на мысе Рудном. Для массива характерно также содержание в окраинных частях небольших магнетитовых линз.

Другие интрузивные массивы Шипунского полуострова, обнажающиеся в бассейне ручья Перевального и в среднем течении р. Калыгирь, слабо эродированы и обнажаются на полуострове в виде небольших штоков, сложенных кварцевыми (преимущественно роговообманковыми) диоритами.

Кроме описанных интрузивов, в 2—2,5 *км* к юго-западу от мыса Налычева и в среднем течении ключа Горного имеются небольшие штоки диорит-порфиров, прорывающие свиту ключа Горного, т. е. явно послесреднемиоценовые. Структура диорит-порфиров преимущественно полифировая; особенностями пород является их сильнейшая альбитизация, эпидотизация, хлоритизация и карбонатизация.

Среди очень распространенных в районе Шипунского полуострова дайковых пород Б. К. Долматов выделяет три разновозрастные группы: 1) дайки диоритов, одновозрастные диоритам Шипунского массива (нижнемиоценовые), 2) дайки диоритовых порфиритов и лампрофиров (малхиты и спессартиты), секущие свиту ключа Горного (послесреднемиоценовые), 3) наиболее молодые дайки дацитов, андезитов и базальтов, пересекающие и древнечетвертичные плато-эффузивы.

На Кроноцком полуострове (водораздел рек Каменистой и Холодной) Б. Н. Карасев описал интрузив диоритов, предположительно прорывающий нижне-среднемиоценовую тюшевскую толщу. Диориты характеризуются преобладанием плагиоклаза; в меньшей степени развиты авгит и обыкновенная роговая обманка.

На п-ове Камчатского Мыса наблюдаются немногочисленные мелкие интрузивные гипабиссальные тела, сложенные диорит-порфири-

http://jurassic.ru/

тами. В восточной части Столбового хребта наблюдениями А. Ф. Ващенко установлены оливиновые диориты, образующие с вмещающей их палеоген-нижнемиоценовой толщей интрузивный контакт.

Своеобразные образования, по формам залегания более близкие к интрузивным, нежели к эффузивным, представляют собой многочисленные экструзивные купола, описанные на западном склоне хребта Кумроч и в Озерновской впадине В. М. Винюковым в 1948 г. и В. И. Карасевым в 1955 г. Экструзивы прорывают отложения еловской толщи (средний миоцен) и, по данным В. М. Винюкова, кавранскую толщу (верхний миоцен — плиоцен). По составу породы экструзивных куполов относятся преимущественно к роговообманковым андезитам и трахиандезитам. Трахиандезиты — порфировые породы серой и розовато-серой окраски с гиалопилитовой и пилотакситовой структурой основной массы. Помимо экструзивных куполов, в хребте Кумроч и Озерновской впадине имеются субвулканические интрузивы, сложенные полнокристаллическими породами типа плагиогранит-порфиров, а также своеобразными, описанными В. М. Винюковым, лейкократовыми гранит-порфирами.

Экструзивные дациты, залегающие, по-видимому, в виде куполов, описаны Г. И. Новоселовым в Валагинском хребте по р. Савульч.

Химический состав некоторых гранитоидных пород и пород экструзивов приведен в табл. 15.

Возраст интрузивов среднего и кислого состава

Интрузивы гранитоидного ряда приурочены к туфокремнистой толще верхнемелового возраста, а также к туфогенным палеоген-нижнемиоценовой и нижне-среднемиоценовой толщам. Они прорывают и метаморфизуют отложения до среднего миоцена включительно. Среди более молодых толщ встречаются лишь андезитовые и долеритовые дайки. Интрузивы диоритов Озерного полуострова сформировались, по-видимому, в раннем миоцене. Они выходят среди толщ олигоцен-нижнемиоценового возраста, метаморфизуя их, а в более молодых отложениях третичного возраста не встречаются. Формирование этих интрузивов, очевидно, связано с курильской складчатостью. Возможно, одновременны им граниты и гранодиориты Шипунского полуострова, размещающиеся предположительно в палеоген-нижнемиоценовых отложениях; по петрографическому составу шипунские интрузивные породы похожи на гранитоиды бухты Ахомтен, для которых наиболее вероятен раннемиоценовый возраст.

На Кроноцком полуострове и в бассейне р. Пахачи диоритовые, гранит-порфировые и диорит-порфиритовые интрузивы прорывают среднемиоценовые отложения, в более же молодых отложениях они не встречаются. Это дает возможность выделить третью возрастную группу интрузивов, связанных с позднемиоценовой, алеутской фазой складчатости.

Если подтвердятся интрузивные контакты лейкократовых гранит-порфиров р. Еловки с породами кавранской серии, отмеченные В. М. Винюковым, то будет основание говорить о наличии на Камчатке четвертой возрастной группы интрузивов — позднеплиоценовой.

На диаграмме, составленной по методу А. Н. Заварицкого, видны особенности химизма интрузивных пород Восточной Камчатки (см. рис. 33). Породы бедны щелочами, содержание которых повышается по мере возрастания кислотности пород. Ультраосновные и основные породы являются представителями нормального ряда, тогда как более

http://jurassic.ru/

Таблица 15

Химический состав некоторых гранитоидных пород и пород экструзивов

№ п/п	Название породы и место взятия пробы	Содержание, %														Сумма
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	SO_3	H_2O^-	H_2O^+	П.п.п.	
8	Кварцевый диорит; Шипунский полуостров	69,36	0,14	16,19	1,36	1,36	0,03	4,41	1,25	2,00	3,25	0,10	0,67	—	—	0,72	100,84
9	Диопсидовый диорит; залив Корфа	64,10	0,95	13,86	2,12	3,30	0,02	6,67	2,79	2,04	2,42	—	—	1,10	1,95	—	100,32
10	Сиенито-диорит; река Савульч, Валагинский хребет	64,52	0,30	17,07	1,84	2,66	0,06	2,80	1,23	4,56	5,06	0,16	0,07	—	—	0,46	100,79
11	Меланократовый диорит; Побережье бухты Большой Саранной . .	53,94	0,45	20,21	2,32	4,38	0,06	9,55	4,31	0,39	2,50	0,17	—	—	—	0,97	99,25
12	Экструзивный дацит; река Савульч	70,12	0,25	13,48	2,79	1,59	0,04	3,01	1,45	3,05	2,47	0,11	0,09	—	—	1,64	100,09

По данным В. Г. Крымова (8), С. И. Федотова (9), Г. И. Новоселова (10, 12), С. Е. Апрелкова (11).

http://jurassic.ru/

кислые породы (кварцевые диориты) относятся к ряду пересыщенных глиноземом. В ультраосновных породах калий преобладает количественно по отношению к натрию, а для габбро-диоритов характерны обратные соотношения.

ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАМЧАТКИ

В основу выделения разновозрастных интрузивных комплексов Центральной Камчатки положены закономерности в распределении различных типов интрузивных пород по площади, их состав, текстурные признаки и взаимоотношения с вмещающими породами.

Протерозойский(?) комплекс представлен гнейсо-гранитами, плагиогнейсо-гранитами и сопровождающими их пегматитами, которые прорывают протерозойские(?) толщи гнейсов и кристаллических сланцев, слагающих центральную часть Срединного Камчатского массива. Взаимоотношения с толщей палеозойских(?) пород (малкинская серия) не установлены. К протерозойскому комплексу, по-видимому, принадлежат тела амфиболитов, залегающие среди гнейсов колпаковской серии. Они, возможно, образовались в результате метаморфизма гипербазитов.

К палеозойскому(?) комплексу относятся метаморфизованные ультрабазиты и породы основного состава, биотитовые и двуслюдяные граниты, лейкократовые (аляскитовые) мелкокристаллические граниты, гранит-порфиры и сопровождающие их пегматиты. Формирование этого комплекса происходило по меньшей мере в течение трех фаз. Интрузивы палеозойского(?) комплекса прорывают не только гнейсы, гнейсо-граниты и кристаллические сланцы протерозоя, но и перекрывающие их палеозойские(?) отложения малкинской серии. В породах более молодых, чем породы малкинской серии, эти интрузивы неизвестны.

Верхнемеловой комплекс представлен диабазами, габбро, пироксенитами, перидотитами и горнблендитами, сформировавшимися в первую фазу позднемеловой магматической деятельности; во вторую фазу образовались массивы роговообманковых и биотито-роговообманковых диоритов, кварцевых диоритов и гранодиоритов. Эти интрузивы прорывают толщи верхнемеловых и более древних пород и сопровождаются дайками аплитов и лампрофиров.

К неогеновому (миоценовому) комплексу относится наиболее пестрая гамма интрузивных пород от гранитов до габбро-диоритов, включающая также монцониты и сиениты. Некоторые исследователи к этому комплексу относят отдельные массивы габбро. В настоящее время намечается существование нижнемиоценовых и среднемиоценовых гранитоидных интрузивов.

Плиоценово-четвертичный комплекс (комплексы?) представлен эффузивами и дайками кислого, среднего и основного состава. Возможно существование в Центрально-Камчатской зоне плиоценовых субвулканических интрузивов диоритов и гранит-порфиритов.

Если рассматривать различные петрографические типы интрузивных пород независимо от их возраста, то устанавливается, что наиболее распространенными в Центрально-Камчатской зоне являются граниты и гранодиориты. Они образуют крупные массивы, занимающие площади до 150—200 $км^2$. Нередко массивы имеют сложное строение: совместно с гранитами и гранодиоритами присутствуют также диориты. Самостоятельные массивы диоритов наблюдаются реже. Повсеместно встречаются дайки диоритов и микродиоритов.

http://jurassic.ru/

Диоритовые порфириты играют относительно меньшую роль. Они образуют мелкие тела и дайки или представляют собой краевые фации массивов гранитоидов неогенового интрузивного комплекса.

Габбро и другие основные породы встречаются редко. Большинство массивов габбро сосредоточено в южной части полуострова, где они пространственно приурочены к толщам зеленокаменных пород различного возраста. В отложениях песчано-глинистого состава в северной части зоны известны лишь единичные небольшие массивы основных пород.

Массивы пироксенитов насчитываются единицами в южной части Срединного хребта и на побережье Тихого океана (Авачинская бухта).

Породы, отклоняющиеся по составу к щелочным (сиенит-монцониты), известны преимущественно в южной части Срединного хребта (например в верхнем течении р. Озерной). Часть монцонитоидов зоны представляет собой диоритовые породы, обогащенные калиевым полевым шпатом в результате позднемагматического или постмагматического метасоматоза.

Обширная по своему протяжению (более 1000 *км*) Центрально-Камчатская вулканическая зона характеризуется в своих различных частях разнообразными геологическими условиями. В ее пределах выделяется пять участков, отличающихся структурными условиями и характером интрузивных проявлений: 1) Северный, 2) Центральный, 3) Срединный, 4) Петропавловско-Малкинский и 5) Южный.

Северный участок включает северную часть Срединного хребта, от Камчатского перешейка до р. Хайлюли. Вследствие воздымания шарнира Камчатско-Корякского антиклинория в пределах значительной части участка на дневную поверхность выведены мезозойские породы, в том числе эффузивно-пирокластические и интрузивные. Более молодые — палеогеновые и неогеновые — породы обнажаются на крыльях антиклинория, а четвертичные (вулканогенные) играют подчиненную роль. Выходы интрузивных пород сосредоточены преимущественно на восточном крыле и в присводовой части антиклинория. Они представлены гранодиоритами, диоритами и диоритовыми порфиритами неогенового комплекса и характеризуют апикальные части интрузивов. Характерно, что большинство интрузивов здесь обнажается в эрозионных врезах глубоких долин.

Центральный участок, охватывающий область погружения шарнира Камчатско-Корякского антиклинория, расположен между р. Хайлюли и р. Ичей. Здесь на поверхности обнажаются лишь наиболее молодые (палеогеновые, неогеновые и четвертичные) эффузивно-пирокластические породы. При этом выходы палеогеновых образований приурочены к северной и южной частям участка, остальная же его территория, соответствующая наибольшему погружению шарнира антиклинория, покрыта почти сплошь четвертичными лавами и туфами. Из-за небольшой глубины эрозионного вреза на этом участке вскрыты кое-где лишь апикальные части интрузивных массивов неогенового комплекса и только в южной его части среди полей палеоген-нижнемиоценовых вулканических пород имеются массивы, занимающие площади 4—5 $км^2$. В то же время для участка характерно обилие экструзивных куполов, субвулканических тел и даек, связанных с вулканической деятельностью неогенового и четвертичного периодов.

Участок Срединный приурочен к Срединному Камчатскому массиву древних пород, а также к его восточному склону и располагается между р. Ичей и сел. Малкой. Здесь Центрально-Камчатская вулканическая зона подходит под острым углом к Срединному Камчатскому массиву, и, подчиняясь его меридиональному направлению, сама

http://jurassic.ru/

принимает такое же простирание. Большое количество молодых интрузивных тел сосредоточено у восточной границы массива среди верхнемеловых и палеогеновых пород. Не меньшее число неогеновых интрузивов размещается в древних породах Срединного Камчатского массива, который частично переработан молодыми тектоническими движениями и магматическими процессами. Благодаря этому на площади массива оказались интрузивные породы, весьма разнообразные как по времени формирования, так и по петрографическому составу. Здесь имеются интрузивы протерозойского(?), палеозойского(?), верхнемелового и неогенового комплексов. Массивы интрузивных пород обычно глубоко эродированы, вследствие чего они нередко занимают площадь до 100 *км*^{2} и более. Местами наблюдаются поля пегматитовых жил и разнообразных дайковых пород. Субвулканические интрузивы и экструзивные купола для этого участка вулканической зоны не характерны.

Петропавловско-Малкинский участок, располагающийся между сел. Малкой и г. Петропавловском, приурочен к резкому изгибу на восток всех главных структурных элементов Камчатского полуострова, в том числе и Центрально-Камчатской вулканической зоны, которая имеет здесь юго-восточное простирание. Своеобразие геологических условий участка определило разноглубинность эрозионных срезов интрузивных тел на различных площадях и пестроту распространенных здесь интрузивов по возрасту и составу. Геологическая структура участка представляет собой подобие лестницы с понижающимися в юго-западном направлении ступенями. В наиболее приподнятом блоке древних пород Ганальского хребта обнажаются как молодые, так и древние интрузивы, до предположительно протерозойских гранито-гнейсов. В следующем, к юго-западу, блоке Быстринского хребта, сложенном палеогеновыми и неогеновыми породами, наблюдаются сравнительно мало эродированные неогеновые интрузивы. В располагающейся еще юго-западнее впадине Начикинского «грабена» на поверхности обнажаются преимущественно миоценовые и плиоценовые вулканогенно-осадочные породы с залегающими среди них небольшими интрузивными телами, многочисленными субвулканическими интрузивами и экструзивными куполами.

Южный участок, протягивающийся между 52° 40′ и 51° с. ш., включает часть Центрально-Камчатской вулканической зоны к югу от г. Петропавловска, где она опять принимает свое основное, северо-восточное, направление. В относительно глубоко эродированной сводовой части Камчатско-Корякского антиклинория, сложенной палеоген-нижнемиоценовыми породами, обнажаются довольно крупные неогеновые интрузивы.

УЛЬТРАОСНОВНЫЕ И ОСНОВНЫЕ ИНТРУЗИВЫ

Интрузивы основных и ультраосновных пород обычно приурочены к площадям развития вулканогенных толщ.

Палеозойские(?) интрузивы

Палеозойские(?) основные и ультраосновные интрузивы известны на территории Срединного участка. Они пространственно тяготеют к выходам зеленокаменной андриановской толщи. Наиболее крупные интрузивы расположены на площади Срединного Камчатского массива по р. Филлипа, в истоках р. Левой Андриановки, в бассейне р. Степановой, а также в Ганальском хребте на водоразделе р. Левой Стеновой и Вактана.

http://jurassic.ru/

Массив по р. Филиппа занимает площадь около 20 *км*². В нем по данным М. И. Горяева и Я. В. Илечко, преобладают пироксениты. Оливинсодержащие разновидности пироксенитов серпентинизированы. Контакты массива с вмещающими породами крутопадающие, явления контактового метаморфизма не изучены. В массиве имеются также горнблендиты. Абсолютный возраст одного образца биотитового пироксенита определен в 59±4 млн. лет. Этот возраст, по-видимому, соответствует новообразованиям биотита в породе.

Наряду с массивными разновидностями ультраосновных пород явно интрузивного характера, в андриановской толще встречаются амфиболизированные породы, имеющие сланцеватую текстуру. Они мало отличаются от обычных пород андриановской свиты, представляющих собой, в главной своей массе, измененные и рассланцованные эффузивы и туфы.

Интрузивное тело в истоках р. Андриановки, сложенное основными и ультраосновными породами, прорывает актинолитовые сланцы андриановской свиты и слюдяные сланцы камчатской серии. В массиве встречаются слюдяные пироксениты, пироксено-слюдистые, роговообманковые и пироксен-роговообманковые породы, эпидозиты. А. В. Щербаков (1940) описывает, кроме того, щелочные амфиболиты, амфибол-пироксеновые перидотиты и щелочные сиенит-порфиры. Последние, по его наблюдениям, образуют штокообразное тело. Слюдистые пироксениты представляют собой крупнокристаллические массивные породы, состоящие из моноклинного пироксена (45%), биотита (40%), серпентина (10%) и рудного минерала (до 5%). Размер зерен 5—10 *мм*. В слюдисто-пироксеновых породах, имеющих сланцеватую текстуру, пироксен представлен диопсидом. Биотит-амфибол-пироксеновые породы отличаются присутствием амфибола. Эпидозиты имеют зеленовато-желтую окраску. Они состоят в основном из эпидота (75%). Второстепенные минералы — зеленая роговая обманка, плагиоклаз и магнетит — рассеяны в виде небольших зерен; кварц наблюдается в виде прожилков. Роговообманковые породы, близкие к актинолитовым сланцам, обладают нематобластовой структурой.

Щелочные амфиболиты, помимо обыкновенной роговой обманки, содержат арфведсонит, замещаемый биотитом и эпидотом. Взаимоотношения между всеми этими разновидностями пород не установлены.

В бассейне р. Степановой В. П. Еремеев (1957) описал амфиболовые пироксениты, залегающие среди слюдяных, хлоритовых и других сланцев малкинской серии. Ксенолиты пироксенитов обнаружены в древних палеозойских гранитах, обнажающихся у вулкана Хангар и по р. Дукук. Породы сложены роговой обманкой двух генераций — темно-зеленой и светло-зеленой, развившимися за счет пироксена.

На водоразделе рек Левой Стеновой и Вактана Д. С. Харкевич (1960а) встретил среди метаморфических пород малкинской(?) серии массив серпентинизированных дунитов. Первичная порода сохранилась в массиве лишь на отдельных участках, имеющих форму полос. Она представляет собой дунит, состоящий преимущественно из оливина, зерна которого превращены по краям в серпентин-антигорит.

Дайки основных и ультраосновных пород палеозойского комплекса, мощность которых достигает 250—300 *м*, также пространственно тяготеют к выходам андриановской толщи. Породы даек интенсивно метаморфизованы, реликты первоначальной структуры в ряде случаев пропадают, и интрузивная природа дайковых тел распознается лишь по их взаимоотношениям с вмещающими породами. Дайковые породы имеют темно-зеленую окраску и состоят из крупных (до 3 *мм*) кристаллов актинолитовой роговой обманки, промежутки между которыми

http://jurassic.ru/

заполнены альбитом и эпидотом. Они описаны А. Ф. Марченко в среднем течении р. Хейван, по р. Колпаковой, в нижнем течении р. Квахоны и в верховьях р. Воровской. У контакта с вмещающими породами в них появляются линзовидные сегрегации кварца и актинолита.

Верхнемеловые интрузивы

Ультраосновные и основные породы верхнемелового интрузивного комплекса довольно часто встречаются среди верхнемеловых пород. В их распределении отчетливо проявляются две закономерности, во-первых, избирательная приуроченность интрузивов к вулканогенным породам ирунейской серии, во-вторых, расположение интрузивных тел цепочками вдоль крупных разломов.

Основные породы описываются М. М. Лебедевым в Ганальском хребте, где, по его мнению, а также по заключению Л. И. Тихомирова, они относятся к краевым частям неогенового массива гранитоидов горы Юрчик.

На Срединном участке массивы основных и ультраосновных пород мелового комплекса расположены цепочкой, ориентированной в меридиональном направлении вдоль разлома, ограничивающего с востока площадь распространения древних пород. Размеры интрузивов небольшие. Это либо изометричные, либо несколько вытянутые тела, занимающие площадь до 2—3 *км*². Исключением является массив, расположенный в истоках р. Евсейчихи, площадь которого составляет около 16 *км*². По материалам М. И. Горяева, Ю. В. Макарова, А. Ф. Марченко, М. М. Лебедева и др., указанные массивы сложены довольно однообразными по составу пироксеновыми и пироксен-роговообманковыми габбро. Обычно породы среднезернистые. Крупно- и мелкокристаллические габбро образуют шлировые скопления до 10—30 *см* в поперечнике. Главными минералами являются авгит, плагиоклаз и роговая обманка уралитового типа.

Сходные по составу габбро слагают небольшие массивы в верхнем течении р. Средней Воровской, на левобережье р. Колпаковой и в истоках р. Пеницы. Небольшой массив по р. Колпаковой имеет весьма сложный состав. Здесь наблюдаются переходы от габбро до пироксенитов. Оливиновые габбро встречаются в периферической части массива по р. Пенице (М. М. Лебедев). В этом же массиве, помимо авгита, присутствует диопсид.

Пластовые и секущие залежи габбро и габбро-диабазов среди верхнемеловых пород описаны Г. И. Агальцовым на Северном участке, в верховьях рек Лесной и Шаманки. Наиболее крупные из них занимают площадь до 1 *км*² и сложены габбро, состоящим из измененного плагиоклаза, моноклинного и ромбического пироксена.

Несколько севернее многочисленные выходы небольших (до 6 *км*²) тел габбро и пироксенитов, залегающих среди вулканогенных пород ирунейской серии, отмечаются С. И. Федотовым на правобережье р. Пустой. Габбро на правобережье р. Пустой встречаются также в некоторых частях Алхавито-Ваямского массива, сложенного гранитами, гранит-порфирами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами. Гранитоидные породы, по наблюдениям С. И. Федотова, инъецируют габбро. Среди выходов габбро наблюдаются участки, сложенные пироксеновыми и амфиболово-пироксеновыми породами, состоящими из пироксенов (75—80%), роговой обманки (15—20%) и рудных минералов (3—5%).

Среди габбро имеются амфиболизированные разности, в которых пироксены почти нацело замещены актинолитом. В виде даек наблю-

http://jurassic.ru/

дается мелкозернистое лейкократовое габбро. Массивы габбро местами пересекаются жилами сиенитов. У контактов массивов иногда залегают своеобразные брекчии, состоящие из обломков роговиков, скрепленных кристаллической породой, по составу отвечающей сиенитам.

Видимо, с основными и ультраосновными породами связаны встречающиеся в аллювии р. Пустой и в рыхлых верхнемиоцен-плиоценовых отложениях Пусторецкой впадины зерна платины и ильменита.

Массивы ультраосновных пород правобережья р. Пустой расположены на продолжении серпентинитового пояса, хорошо выраженного за камчатским перешейком, на правом берегу р. Вывенки. Ультрабазиты изучались здесь П. В. Чуриным и С. Ф. Машковцевым, Ю. В. Макаровым, В. А. Ярмолюком, А. Г. Погожевым. Они слагают дайки и небольшие пластообразные залежи с площадью выходов до 15—17 *км*², залегающие вдоль разломов исключительно среди пород сенонской кремнисто-вулканогенной толщи. Недавними работами А. Г. Погожева и Б. В. Лопатина выявлены интрузивные тела, сложенные габбро и габбро-пироксенитами, пироксенитами, перидотитами и дунитами. В ряде случаев описываются лополиты, в сложении которых участвуют как основные, так и ультраосновные породы, причем последние встречаются в подчиненном количестве.

В районе выхода ультраосновных пород в аллювиальных отложениях встречены единичные зерна платины.

Химические составы ультраосновных и основных пород приведены в табл. 16.

Таблица 16

Химический состав верхнемеловых ультраосновных и основных пород

№ п/п	Название породы и место взятия образца	Содержание, %															Сумма
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Cr_2O_3	Co_2	H_2O^+	H_2O^-	SO_3	П.п.п.	
13	Габбро; гора Колпак, между реками Правой и Средней Воровскими . . .	54,20	0,80	12,35	9,52	6,21	0,12	3,51	8,88	1,40	1,06	0,57	—	—	—	—	0,03	1,70	100,35
14	Пироксенит; Вывенская зона . .	47,40	0,45	4,57	6,77	7,68	0,16	14,03	16,80	0,42	0,27	0,05	0,50	—	1,07	0,34	—	—	100,51
15	Лунит; Вывенская зона	37,70	0,04	0,80	4,83	4,31	0,19	43,00	0,09	Следы	Следы	0,10	—	0,34	7,36	0,74	—	—	99,50

По данным А. Ф. Марченко (13), А. Ф. Михайлова, 1955 (14, 15).

http://jurassic.ru/

Возраст ультрабазитов и габбро послесенонский, по-видимому, позднемеловой, так как в олигоцен-нижнемиоценовых породах, залегающих поблизости, они уже не встречаются [1].

Неогеновые интрузивы

Неогеновые ультраосновные породы известны в Центральной Камчатке у устья р. Кагнисин, где в 1960 г. В. К. Ротман описал выходы кортландитов. Развалы глыб кортландита наблюдаются в пределах неогенового гранитного массива. Судя по местоположению глыб и свежему виду ультраосновных пород, ими сложено небольшое тело, прорывающее неогеновые граниты. Внешне кортландиты представляют собой зеленовато-серые, массивные, тяжелые, полнокристаллические (среднезернистые) породы с хорошо заметными выделениями кристаллов роговой обманки. Структура породы пойкилитовая, образованная кристаллами роговой обманки, включающими многочисленные зерна оливина. Состав породы: бурая роговая обманка с отдельными участками почти бесцветной (55%), оливин (30%), ромбический пироксен — бронзит (6%), биотит (4%), флогопит (3%), рудные минералы (1%), плагиоклаз — андезин (около 1%).

ГРАНИТОИДЫ КИСЛОГО И СРЕДНЕГО (ОТЧАСТИ ОСНОВНОГО) СОСТАВА

Протерозойские(?) интрузивы

Гранитоиды протерозойского интрузивного комплекса, представленные главным образом гнейсированными слюдяными гранитами и плагиогранитами, известны лишь на Срединном участке, т. е. в южной части Срединного хребта. Они имеют обычно бластогранитовую, бластокатакластическую и гранобластовую структуры и хорошо выраженную гнейсовую текстуру. Последняя обусловлена ориентировкой чешуек слюды и удлиненных кристаллов других минералов. Весьма характерны наложенные процессы, изменяющие минералогический состав пород, — мусковитизация биотита, окварцевание, сопровождающееся образованием крупных порфиробластов кварца (до 1 *см* в поперечнике) и др.

Большинство интрузивов гнейсо-гранитов известно в поле развития метаморфических пород камчатской и колпаковской серий, где они образуют массивы площадью до 20 *км*^{2} и многочисленные дайки. Исключением является интрузив бассейна р. Хим, который обнажается среди палеозойских (?) сланцев малкинской серии.

Некоторые исследователи несогласны с выделением самостоятельного протерозойского интрузивного комплекса и предлагают объединить гранито-гнейсы с интрузивами биотитовых гранитов, прорывающими отложения малкинской серии (М. М. Лебедев, В. Н. Бондаренко). Однако имеются факты, указывающие на существование интрузивов кислого состава, сформировавшихся в предмалкинское время. На правом склоне долины р. Крутогоровой А. Ф. Марченко наблюдал в 1961 г. метаморфизованные конгломераты, в которых содержатся обломки гранитоидов кислого состава и нижележащих мелкозернистых гнейсов. Более того, известны дайки и небольшие штоки слюдяных гранитов, прорывающие гнейсированные граниты протерозойского комплекса и секущие их гнейсоватость.

[1] Возможно, ультраосновные интрузивы синхронны или почти синхронны вмещающим их сенонским вулканогенным толщам. — *Прим. ред.*

http://jurassic.ru/

Характерным примером интрузивов протерозойского комплекса является массив, расположенный к северу от вулкана Хангар и изученный М. И. Горяевым. Интрузив вытянут в субширотном направлении, параллельно ориентировке структур вмещающих пород; подобную же ориентировку имеет и гнейсоватость в гранитах. Площадь массива около 200 *км*². Гнейсо-граниты прорывают гнейсы и кристаллические сланцы камчатской и колпаковской серий, в которых вблизи контактов наблюдается некоторое увеличение содержания граната и появляются зоны мигматизации. Сложены гнейсо-граниты плагиоклазом — олигоклазом (до 40—50%), кварцем (25%), калиевым полевым шпатом (15%), биотитом (10%). Акцессорные минералы — апатит, сфен и циркон; вторичные — хлорит и серицит.

Другой массив в бассейне р. Колпаковой занимает площадь 100 *км*² и вытянут в субмеридиональном направлении. Он приурочен к своду антиклинали, с направлением оси которого совпадает гнейсоватость в массиве. Минералогический состав гнейсо-гранитов сходен с хангарским интрузивом. Они также состоят из плагиоклаза, кварца, биотита и калиевого полевого шпата, но содержание последнего значительно ниже (5—10%). По текстурным особенностям в пределах массива выделяются массивные, грубополосчатые и «очковые» разновидности. Контакты гнейсо-гранитов с вмещающими микрогнейсами камчатской серии крутопадающие (60—70°). Вблизи контактов наблюдается обогащение микрогнейсов гранатом. На севере и западе гранито-гнейсы, по-видимому, прорываются слюдяными и лейкократовыми гранитами палеозойского комплекса, о чем можно судить по наличию в массиве даек пород подобного состава и секущей по отношению к гнейсоватости ориентировке контактов гранитных тел.

Массив горы Тхонжа имеет изометричные очертания. Он слагается окварцованными и катаклазированными гнейсо-гранитами. Преобладающими разновидностями являются светло-серые биотитовые плагиогнейсо-граниты, которые местами имеют очковую текстуру.

Массив гнейсо-гранитов, расположенный к западу от р. Химки между реками Ичей и Облуковиной, также имеет изометричную в плане форму. Он занимает площадь около 100 *км*² и залегает среди толщ филлитов и сланцев, принадлежащих, по мнению М. И. Горяева, к малкинской серии. По внешнему облику и составу, гнейсо-граниты этого массива и массива горы Тхонжа тождественны. Здесь также наблюдается интенсивное окварцевание, обилие зон катаклаза, но нередко встречаются гнейсо-граниты с грубополосчатой и очковой текстурами, не характерные для массива горы Тхонжа. В пределах массива встречаются небольшие тела и дайки биотитовых и биотито-мусковитовых гранитов, секущие гнейсоватость.

Довольно крупные массивы гнейсо-гранитов имеются и в более южных районах Срединного Камчатского массива древних пород, в бассейнах рек Коль и Пымты. Они подобны по облику и составу гнейсо-гранитам Хангарского и Колпаковского массивов.

Химический состав некоторых изверженных, предположительно протерозойских, пород приводится в табл. 17 (анализы 16—18).

Палеозойские(?) интрузивы

Интрузивы палеозойского комплекса также известны лишь на Срединном участке, в южной части Срединного хребта и в Ганальском хребте. К этому комплексу относятся наиболее крупные интрузивные тела в метаморфических породах Срединного Камчатского массива. Большинство их приурочено к антиклинальным сводам и является, ви-

http://jurassic.ru/

Таблица 17

Химический состав протерозойских интрузивных пород

№ п/п	Название породы и место взятия образца	Содержание, %												
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	SO_3	П.п.п.	Сумма
16	Гнейсо-гранит; среднее течение р. Правой Колпаковой	71,98	0,32	14,70	0,81	1,86	Нет	0,91	2,29	2,79	1,71	0,18	0,85	1,02	99,42
17	Гнейсо-гранит; река Кудряш, правый приток р. Правой Колпаковой	68,26	0,29	17,00	1,21	3,37	—	0,92	2,42	2,85	3,62	0,13	0,13	—	100,20
18	Гнейсо-гранит (гранодиорит); истоки р. Правой Коль	63,34	0,63	17,61	1,12	4,30	0,06	1,38	4,39	4,02	2,34	0,38	0,02	1,22	100,81

По данным А. Ф. Марченко (16 и 17), М. М. Лебедева (18).

димо, соскладчатыми. Интрузивные массивы слагаются преимущественно биотитовыми и двуслюдяными гранитами, лейкократовыми гранит-порфирами и плагиогранитами. Жильные образования комплекса представлены пегматитами и гранит-аплитами. Возможно, что к палеозойским интрузивам относятся также разгнейсованные микроклиновые граниты, прорывающие породы малкинской серии у слияния рек Правой и Левой Колпаковых.

Палеозойские гранитоиды разделяются на два типа пород, внедрение которых было несколько обособлено по времени: 1) биотитовые и биотито-мусковитовые (мусковитизированные) граниты (первая фаза), 2) лейкократовые гранит-порфиры и плагиограниты (вторая фаза). Крупные интрузивы биотитовых гранитов внедрились при складчатости палеозойских(?) отложений. Небольшие интрузивные тела лейкократовых гранитов и плагиогранитов, по-видимому, представляют собой более поздние кислые и ультракислые дифференциаты общего с биотитовыми гранитами магматического очага, почему они постоянно сопровождают массивы биотитовых гранитов. Внедрение лейкократовых гранитов сопровождалось гидротермальной деятельностью и метасоматической переработкой биотитовых гранитов, обусловившей их мусковитизацию. В это же время сформировались пегматитовые жилы, а вмещающие породы были пронизаны густой сетью кварцевых жил и прожилков. В ряде случаев удается наблюдать переходы лейкократовых мусковитовых гранитов в пегматитовые жилы (с мусковитом и турмалином), а последних — в кварцевые жилы (Власов, 1957).

Минералогический состав гранитов первой фазы довольно выдержан. Обычно это светло-серые или желтовато-серые среднезернистые породы с гипидиоморфно-зернистой структурой. Породы сложены плагиоклазом № 22—25, иногда альбитизированным и серицитизи-

http://jurassic.ru/

рованным (30—60%), калиевым полевым шпатом (до 30%), кварцем (20—25%), биотитом, замещающимся хлоритом и мусковитом. Мусковит развивается в породах за счет биотита и часто содержит реликты биотита. В некоторых разновидностях мусковит резко преобладает над биотитом. Такие разности слагают участки до 300 *м* в поперечнике. Иногда мусковитизация гранитов проявляется вдоль трещин отдельности. Акцессорные минералы в биотитовых и двуслюдяных гранитах: апатит, гранат, сфен, турмалин. Текстурные особенности гранитов также выдержаны. Только на отдельных участках некоторые исследователи (М. И. Горяев, А. Ф. Марченко и др.) указывают на наличие вблизи контактов с вмещающими породами гнейсовых текстур (Хейванский массив, массив на р. Озерной и др.).

Биотитовые и двуслюдяные граниты оказывают сильное контактовое влияние на вмещающие породы. Последние подвергаются турмалинизации, ороговикованию с развитием андалузитовых роговиков. Особенно отчетливо контактовое воздействие сказывается на породах малкинской серии. В филлитах появляются гранат, ставролит, андалузит, причем последний является наиболее характерным контактовым минералом. М. М. Лебедев указывает на появление в породах малкинской серии кордиерита и силлиманита. На отдельных участках, по данным А. Ф. Марченко, отмечается появление турмалина. Очень характерно появление чешуек биотита, ориентировка которых не совпадает с направлением сланцеватости и слоистости пород. В результате контактового метаморфизма вокруг отдельных массивов образуются зоны гнейсов, напоминающих гнейсы колпаковской серии и кристаллических сланцев, подобных сланцам камчатской серии. Однако ширина зон и мощность контактовых гнейсов и сланцев обычно невелика и не превышает 600—700 *м*. Нередко вблизи контактов появляются инъекции гранитного состава, линзы и порфиробласты кварца и полевого шпата, а в отдельных зонах — обильные линзовидные сегрегации кварца размером от нескольких миллиметров до 1 *см*. В эндоконтактах наблюдаются гибридные породы, которые по облику напоминают диориты.

Наиболее крупные массивы гранитов палеозойского комплекса расположены южнее вулкана Хангар, в верхнем течении р. Колпаковой, на водоразделе между реками Озерной и Правой Воровской. Площадь этих массивов достигает 100 *км* и более.

К югу от вулкана Хангар обнажается, по-видимому, лишь часть крупного массива, который перекрыт четвертичными вулканическими образованиями. Массив имеет неправильные очертания в плане. Он сложен среднекристаллическими биотитовыми гранитами белого и буроватого цвета. В истоках р. Хейван на водоразделе с р. Андриановкой встречаются амфиболсодержащие разности, но взаимоотношения их со слюдяными гранитами не установлены. На правом склоне долины р. Хейван биотитовые граниты, по наблюдениям Я. В. Илечко и Ю. М. Ястремского, рвут гнейсо-граниты. В филлитах малкинской серии вблизи контакта (приустьевая часть притоков р. Хейван) появляются ставролит и андалузит, песчаники обогащаются биотитом, имеющим ориентировку поперек сланцеватости, и турмалином. В кристаллических сланцах камчатской серии наблюдаются многочисленные пегматитовые жилы, содержащие мусковит и турмалин.

Массив по р. Колпаковой имеет несколько вытянутую в меридиональном направлении форму. Он, по-видимому, тесно связан с Хейванским массивом, что подтверждается не только тождественностью состава и взаимоотношением с вмещающими породами, но и характером контактового воздействия на них. Граниты в основном биотито-

http://jurassic.ru/

вые. Мусковитовые разности появляются по правобережью р. Кудряш, где особенно интенсивная мусковитизация наблюдается у контакта с гнейсированными гранитами протерозойского комплекса. Абсолютный возраст биотитовых гранитов массива р. Колпаковой определен в 103 млн. лет(?).

В песчано-глинистых отложениях малкинской серии по левобережью р. Колпаковой у контакта появляются зоны гнейсов, обогащенных биотитом. Мощность зоны подобных гнейсов около 100 *м*. Далее к западу они сменяются филлитами, обогащенными слюдой, а затем филлитами с андалузитом. Андалузитсодержащие филлиты прослеживаются на расстоянии около 600 *м* к западу от контакта с гранитами.

Многочисленные апофизы, по-видимому, весьма характерны для палеозойских гранитоидов. Особенно отчетливо они наблюдаются у юго-восточной оконечности массива, где на обрывистых отвесных склонах видны апофизы длиной до 100—150 *м*, при мощности 10—15 *м*. Массив по р. Озерной, притоку р. Левой, залегающий в толще гнейсов колпаковской серии, вытянут в меридиональном направлении. Он занимает площадь около 120 *км*^{2}. Контакты с вмещающими породами крутопадающие, нередко к ним приурочены долины рек. У северо-западной границы массива вблизи контактов наблюдалась гнейсовая текстура, причем гнейсоватость совпадает с простиранием контакта. Мощность зоны гнейсированных гранитов около 100 *м*. Граниты в основном биотитовые. В южной части массива появляются амфиболсодержащие граниты, однако взаимоотношения их с биотитовыми невыяснены.

Лейкократовые граниты палеозойского комплекса являются более молодыми. Внедрением этих гранитов заканчивается палеозойский цикл магматической деятельности, что подтверждается наличием штоков, даек и небольших неправильных тел лейкократовых мусковитовых гранитов в массивах гранитов первой фазы. Штоки лейкократовых мусковитовых гранитов имеют обычно небольшие размеры (до 1 *км*^{2}). Они сложены светлыми гранитами, часто с порфировидной структурой, состоящими из плагиоклаза, калиевого полевого шпата, кварца и мелких чешуек мусковита. Нередко в гранитах присутствуют гранат и мелкие иголочки турмалина. Благодаря светлой окраске и своеобразному составу они хорошо отличаются от других гранитов района. В. А. Ярмолюк, Б. Т. Тишков, М. М. Лебедев отмечают, что в бассейне р. Пымты, где лейкократовые граниты имеют весьма широкое распространение, в аллювиальных отложениях появляется монацит.

В Ганальском хребте небольшие тела лейкократовых, часто мусковитовых, плагиогранит-порфиров прорывают зеленокаменные породы. В долине р. Покосной, по данным Л. И. Тихомирова, плагиогранит-порфиры слагают мелкие гипабиссальные тела, вытянутые согласно со складчатыми структурами района, длиной 1—1,5 *км*, шириной до 500 *м*. Краевые части массивов интенсивно катаклазированы, центральные имеют массивную текстуру. Контакты апикальных частей интрузивов с вмещающими породами осложнены многочисленными апофизами плагиоаплитов. Определения абсолютного возраста лейкократовых гранитов дали следующие цифры: 57 млн. лет (лейкократовый плагиогранит, прорывающий гнейсо-граниты на левобережье р. Правой Колпаковой), 70 млн. лет (двуслюдяной плагиогранит из штоков р. Кихчик). О возможных причинах несовпадения полученных цифр абсолютного возраста с прочими геологическими данными будет сказано позднее.

Интрузии палеозойского комплекса сопровождаются дайками гранитов сходного состава, но более мелкокристаллических, гранит-порфи-

http://jurassic.ru/

ров и жилами пегматитов. Мощность даек колеблется от одного до нескольких десятков метров. По простиранию некоторые из них (например в нижнем течении р. Средней Воровской, на левобережье р. Хейван и др.) прослеживаются на расстояния до 3—5 *км*. Пегматитовые жилы, сопровождающие граниты протерозойского и палеозойского комплексов, в настоящее время разделить по возрасту не представляется возможным. Единственным критерием является приуроченность их к тем или иным массивам, однако такое разделение является весьма условным. В толщах более молодых пород известны лишь единичные жилы пегматитов. В частности, М. И. Горяев описывает жилу пегматита, прорывающую сланцы андриановской свиты на водоразделе между р. Квахоной и ее левым притоком. В большинстве случаев пегматитовые жилы образуют пластовые тела среди кристаллических сланцев. Значительно реже наблюдаются секущие жилы. Обычно пегматиты мелкокристаллические. Размер кристаллов полевых шпатов не превышает 1—2 *см*, в разновидностях, содержащих турмалин, они еще мельче. Размер пластинок слюды колеблется от долей сантиметра до 3—5 *см* в поперечнике. Большинство авторов указывает на простое строение пегматитовых жил, однако, по-видимому, имеются жилы и сложного строения. В нижнем течении правого притока р. Средней Воровской А. Ф. Марченко описал жилу пегматита мощностью около 5 *м*, осевая часть которой сложена кварцем, а оторочки — кварцем и полевым шпатом. Мусковит приурочен к зальбандам жилы. Иногда в зальбандах пегматитовых жил наблюдаются пустоты с друзами мелких кристаллов кварца до 2,0 *см* в длину. Пегматитовые поля отмечаются на левобережье р. Квахоны (М. И. Горяев) и по правобережью р. Средней Воровской и р. Хейван (А. Ф. Марченко). На этих участках суммарная мощность пегматитовых жил составляет до 30% видимой мощности разреза.

Своеобразные изменения наблюдались М. И. Горяевым в гнейсах вблизи контакта с пегматитовой жилой на правобережье р. Квахоны. Здесь в гнейсах появляются крупные кристаллы граната размером до 3—5 *см* в поперечнике, окаймленные оторочкой силлиманита.

Палеозойский(?) магматический цикл завершился внедрением кислых гранитов, близких к аляскитам, и сильной гидротермальной переработкой пород. Это свидетельствует о перспективности палеозойского интрузивного комплекса в отношении руд. Кварцевые прожилки в филлитах малкинской свиты, связанные с постмагматическим прокварцеванием пород, в бассейне р. Быстрой Плотниковской содержат, по данным А. И. Шиша, золото и шеелит. В некоторых жилах, по данным Е. П. Медведева, был встречен касситерит.

Анализы некоторых палеозойских(?) интрузивных пород приведены в табл. 18.

Из вариационной диаграммы (см. рис. 33) видно, что составы биотитовых гранитов отличаются пересыщенностью глиноземом, крайне незначительным содержанием магния, железа (что указывает на их лейкократовый характер) и небольшим в общем содержанием щелочей. Мусковитовые и двуслюдяные граниты по химическому составу близки к аляскитам.

Верхнемеловые интрузивы

Тектонические движения в конце мелового и начале палеогенового времени сопровождались внедрением гранитоидных интрузий, которые могут быть несколько условно названы ларамийскими. Сейчас эти интрузии невозможно четко отделить от неогеновых. В настоящее время к верхнемеловому интрузивному комплексу относят амфиболовые и

http://jurassic.ru/

Таблица 18

Химический состав палеозойских интрузивных пород

№ п/п	Название породы и место взятия образца	Содержание, %												Сумма
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	SO_3	П.п.п.	
19	Гранит биотитовый; река Стратиковская (левый приток р. Андриановки, в ее верхнем течении), в 5 *км* от устья	75,54	0,06	16,79	0,00	0,20	0,06	0,17	1,29	1,62	2,89	1,02	0,04	1,02	100,70
20	Гранит мусковитовый; река Дукук .	75,08	Следы	13,13	0,65	2,15	0,01	0,34	1,59	3,58	3,96	0,11	0,09	0,08	100,77
21	Гранит лейкократовый; среднее течение р. Правой Колпаковой . . .	74,50	Нет	14,43	0,72	0,21	Нет	0,11	1,81	4,21	2,83	0,05	0,15	0,50	99,52
22	Гранит мусковитовый; массив горы Тхонжи	72,08	0,05	19,01	0,46	0,44	0,09	0,06	2,02	3,80	1,34	0,06	0,12	0,62	100,15
23	Гранит двуслюдяной; верховье р. Горелой, Ганальский хребет, в 15 *км* севернее вершины Сокоч	71,72	0,12	15,67	1,15	0,66	0,09	0,50	3,90	4,70	0,38	0,38	0,03	0,91	100,21
24	Гранит биотитовый; левый берег среднего течения р. Этыканендя, левый приток р. Золотой, впадающей в р. Облуковину	69,62	0,35	18,41	2,76	—	0,03	1,52	3,60	1,17	1,56	0,17	0,11	0,98	100,28
25	Гранит биотитовый; северо-западный склон горы Лавка	69,20	0,25	18,52	1,43	—	0,06	2,14	3,70	2,27	3,15	0,14	Нет	0,17	101,03
26	Горнблендит; река Филиппа	44,67	0,10	16,36	5,63	9,17	0,11	7,98	12,72	2,86	0,38	0,63	0,09	0,54	101,24

По данным В. А. Ярмолюка (19), М. М. Лебедева (20 и 23), А. Ф. Марченко (21 и 25), М. И. Горяева (22, 24, 26).

https://jurassic.ru/

биотито-амфиболовые граниты, гранодиориты и диориты, массивы которых прорывают сенонские или более древние отложения, но неизвестны в толщах более молодых пород.

В отличие от палеозойских биотитовых гранитов существенно биотитовые разности пород в верхнемеловых интрузивах редки, а биотито-мусковитовые вообще почти не встречаются. От палеозойских и более древних (?) интрузивных пород верхнемеловые гранитоиды отличаются постоянным присутствием роговой обманки (биотит обычно вторичный), отсутствием в массивах и вблизи массивов жил слюдяных пегматитов, крайне незначительным распространением зон мигматизации и послойных инъекций во вмещающие породы.

От неогеновых верхнемеловые интрузивы отличаются меньшей пестротой состава и отсутствием моноклинного пироксена, почти постоянно присутствующего в интрузивных породах неогенового комплекса. Не развиты в краевых частях верхнемеловых интрузивов монцонитоидные породы, характерные для неогеновых интрузий. Контактовое воздействие на вмещающие породы верхнемеловые интрузии оказывают большее, чем неогеновые, что связано, по-видимому, не только со значительной величиной верхнемеловых интрузивных массивов, но и с большей глубиной их формирования. Верхнемеловым интрузивам присуща, по-видимому, и своеобразная рудная специализация: золото, вольфрам, олово (?) и др.

Наиболее крупные интрузивы мелового комплекса приурочены к западной границе Срединного Камчатского массива древних пород с мезозойскими песчано-глинистыми отложениями. Они располагаются по р. Иче, в среднем течении р. Воровской, по р. Коль, у рек Быстрой и Гольцовки. К этому же комплексу могут относиться интрузивы, обнажающиеся в южной части Срединного хребта по р. Степановой (А. И. Шиш), крупный интрузивный массив, описанный Г. И. Агальцовым на Северном участке Центрально-Камчатской зоны, в истоках р. Шаманки. Г. И. Агальцов считает этот интрузив неогеновым, но не приводит достаточных доказательств в пользу этого. По своим петрографическим особенностям и залеганию среди верхнемеловых отложений интрузивные породы р. Шаманки больше похожи на верхнемеловые, чем на неогеновые. От неогеновых этот массив отличается и специфическим, связанным с ним оруденением (по данным Г. И. Агальцова — золото, вольфрам, олово, свинец). Небольшие массивы, по-видимому, ларамийских гранитоидов известны среди верхнемеловых пород корякской серии севернее камчатского перешейка, в юго-западной части Корякского нагорья (например в истоках р. Куйвиваям).

Интрузивный массив в верховьях р. Шаманки имеет извилистые очертания; контакты массива с вмещающими породами на западе и юге крутые (до 70°), на востоке и севере — более пологие. Ядро массива сложено среднезернистыми роговообманково-биотитовыми гранодиоритами; в краевых и апикальных частях его гранодиориты постепенно переходят в гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, кварцевые диоритовые порфириты. Серия жильных пород, связанных с массивом, представлена гранит-порфирами, кварцевыми диорит-порфирами, аплитами.

Гранодиориты, слагающие центральную часть массива, состоят из плагиоклаза — андезина (50—55%), кварца (25—30%), калиевого полевого шпата (от 5 до 15%), биотита (10%), роговой обманки (15%). Калиевый полевой шпат выполняет промежутки между зернами прочих минералов, иногда им сложена оторочка вокруг кристаллов плагиоклаза. В гранит-порфирах основная масса имеет фельзитовую структуру. В порфировых выделениях — олигоклаз, биотит и кварц.

http://jurassic.ru/

Таблица 19

Химический состав верхнемеловых интрузивных пород

№ п/п	Название породы и место взятия образца	Содержание, %												Сумма
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	SO_3	П.п.п.	
27	Гранит; левый приток р. Средней Воровской	70,80	0,36	14,49	1,95	1,12	0,07	1,12	2,49	3,73	3,34	0,14	0,05	0,68	100,34
28	Гранодиорит; междуречье Быстрой и Степановой	62,06	0,08	24,94	1,06	—	0,11	1,82	3,98	2,41	2,79	0,21	—	1,15	100,61
29	Диорит кварцевый; левый развилок р. Лунтос, в истоках р. Средней Воровской	61,50	0,46	20,18	0,27	4,16	0,02	0,15	6,94	1,59	0,63	0,56	—	1,02	97,48

По данным А. Ф. Марченко (27), С. З. Губачева (28), В. А. Ярмолюка (29).

Интрузивный массив, расположенный к северу от р. Средней Воровской, имеет изометрическую форму и площадь выхода около 160 *км*². Залегает среди верхнемеловой хозгонской свиты, контакты его с вмещающими породами крутопадающие. Массив сложен биотито-амфиболовыми и амфиболовыми гранитами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами, диоритами. Все эти разновидности пород связаны между собой постепенными переходами. На периферии массива распространены гранит-порфиры и диоритовые порфириты.

Граниты состоят примерно из равных количеств калиевого полевого шпата, плагиоклаза и кварца; содержание биотита и роговой обманки не превышает 5%. В гранит-порфирах на фоне основной массы, имеющей микрогранитовую или гранофировую структуры, выделяются вкрапленники плагиоклаза размером до 2 *мм*. В гранодиоритах увеличивается содержание роговой обманки. Диориты преимущественно лейкократовые. Они обладают призматически-зернистой структурой и отличаются отсутствием или незначительным содержанием кварца и калиевого полевого шпата. Количество роговой обманки увеличивается до 20%. Биотит образует мелкие чешуйки, развивающиеся по роговой обманке.

Вмещающие песчаники и глинистые породы вблизи контакта с интрузивом ороговикованы в полосе шириной от 300 *м* до 1,5 *км*. У восточного контакта массива с вмещающими породами А. Ф. Марченко описывает биотитовые и биотито-пироксеновые роговики, мощность которых составляет около 200 *м*. У южного края интрузива, по его же данным, преобладают биотитовые роговики, а непосредственно у контакта наблюдаются сланцеватые слюдистые породы, напоминающие слюдяные сланцы камчатской серии, но отличающиеся наличием типичных роговиковых структур.

http://jurassic.ru/

Дайки, сопровождающие интрузивный массив, сложены габбро-диоритами, гранит-порфирами, керсантитами.

Сравнительно хорошо изучен работами С. З. Горбачева и А. И. Шиша Гольцовский верхнемеловой интрузивный массив, расположенный к югу от р. Быстрой Большой, на водоразделе рек Гольцовки и Камешковой (южная часть Срединного участка). Интрузивный массив вытянут в северо-западном направлении и занимает площадь 32 *км*². Контакты с вмещающими породами крутопадающие, исключая северо-восточную сторону массива, где А. И. Шиш предполагает, по более широкой зоне контактового метаморфизма, пологий контакт. Центральная часть массива сложена биотито-роговообманковыми среднезернистыми диоритами и кварцевыми диоритами. А. И. Шиш указывает на присутствие в Гольцовском массиве пироксеновых диоритов, но взаимоотношение их с другими разновидностями неясно. Возможно, это небольшие рвущие тела. Вблизи Гольцовского массива расположено более 25 мелких (не более 0,5—1,0 *км*²) штоков, сложенных пироксеновыми диоритами. Вмещающие песчано-глинистые отложения превращены в биотитовые, биотито-пироксеновые и кордиеритовые роговики и андалузитовые сланцы. Последние, по мнению А. И. Шиша, слагают внешнюю часть зоны контактово-измененных пород, в то время как В. А. Ярмолюк относил их к древним регионально-метаморфизованным породам.

Химический состав некоторых верхнемеловых интрузивных пород приводится в табл. 19.

Неогеновые интрузивы

Характеристика интрузивов

Неогеновые интрузивы характеризуются чрезвычайной пестротой петрографического состава. Среди них выделены габбро, габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты, сиенито-диориты, габбро-сиениты, кварцевые монцониты, гранодиориты, граниты, а среди жильных образований и мелких субвулканических штоков — диоритовые порфириты, гранодиорит-порфиры, монцонит-порфиры, альбитофиры, спессартиты и др.

Общее количество молодых интрузивов в Центрально-Камчатской вулканической зоне составляет много десятков. Будучи приурочены в общем к системе тектонических нарушений предполагаемого Центрально-Камчатского глубинного разлома, неогеновые интрузивы распределены в Центрально-Камчатской зоне очень неравномерно. Основная их масса размещается на Срединном, Петропавловско-Малкинском и Северном участках. Почти лишен крупных интрузий Центральный участок зоны между 56 и 58° с. ш. Большинство интрузивов размещается внутри и вблизи Срединного Камчатского массива древних кристаллических и метаморфических пород. Между 52° 30′ и 55° 30′ с. ш. интрузивы образуют вдоль глубинного разлома почти непрерывный пояс. Кроме древних гранитов и метаморфических толщ, вмещающими интрузивы породами являются преимущественно разнообразные вулканогенные образования.

Форма интрузивных тел чаще штокообразная, реже вытянутая в одном направлении, по-видимому, груболинзообразная, что характерно для крупных трещинных интрузивов (например, подковообразное в плане тело кварцевых диоритов в бассейне рек Покосной и Степановой). Площадь обнаженных частей штоков колеблется от 1—2 *км*² (мелкие штоки сиенитов и граносиенитов на Северном участке, по

http://jurassic.ru/

Ю. А. Новоселову) до 100—130 *км*² (диоритовый массив бухты Большой Саранной, по А. Ф. Марченко). Менее распространены неправильные по форме и пластообразные тела различных интрузивных пород (чаще диоритовых порфиритов). По мнению И. Н. Ильченко, величина таких тел достигает иногда 30 *км*². Очень распространены дайки, количество которых в пределах зоны исчисляется, видимо, многими сотнями. Мощность даек колеблется от долей метра до 75 и даже 100 *м*; по простиранию некоторые дайки прослеживаются на расстояние до 3—4 *км*.

В отличие от более древних интрузивов неогеновые интрузивы в своем пространственном распределении не обнаруживают сколько-нибудь четкой связи со складчатыми дислокациями. Размещение их контролируется главным образом трещинной тектоникой, о чем свидетельствует в первую очередь их полосовое расположение. Нередко наблюдаются цепочки интрузивных массивов, приуроченные к линейным разрывным нарушениям. Таков, например, сложный интрузив в бассейне р. Покосной, меридиональная цепь интрузивов монцонитового и диоритового состава в бассейне рек Шаромской, Кенсол и др. Приуроченность массивов к линейным тектоническим нарушениям характерна, по данным В. Г. Крымова и Л. И. Лапшина, для севера Камчатки (бассейны рек Ивашки, Караги). М. М. Лебедев и Я. В. Илечко отмечают, что в Южной Камчатке внедрение штокообразных интрузивных тел приурочено к ослабленным зонам крупных разрывов и к контактам различных литологических комплексов.

Наиболее четко в Центральной Камчатке проявляется связь с дизъюнктивной тектоникой даек и дайковых полей. Структура последних обычно хорошо отражает особенности трещинной тектоники того или иного участка Центральной зоны. Неогеновые дайковые породы здесь, помимо обычных северо-восточных и северо-западных простираний, характеризуются также субширотным и субмеридиональным направлениями. Выделяются целые дайковые поля, характеризующиеся субпараллельным расположением и широтным простиранием слагающих их даек.

В строении неогеновых интрузивов часто наблюдается зональность как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях. Чаще всего при зональном строении периферия массива сложена более основными породами, нежели ядро. Так, по данным И. Н. Ильченко и др., в интрузивном массиве в верховьях р. Кирганик кварцевые диориты залегают в краевых частях массива, гранодиориты — в центральных. Ядро массива Начикинское Зеркальце, по данным Н. Д. Соболева (1940), сложено гранодиоритами, периферическая зона — кварцевыми монцонитами. Постепенными переходами, по данным В. Я. Степанова (1946) и Д. С. Харкевича, связаны граниты и монцониты в интрузиве бухты Ахомтен, гранодиориты, плагиограниты и окварцованные диориты бассейнов рек Стеновой и Вахталки (по М. М. Лебедеву, Я. В. Илечко). Монцонитовая оторочка вокруг диоритов характерна для четкозонального массива в истоках р. Озерной Камчатки (А. Ф. Марченко, М. М. Василевский). Ядро интрузивного массива, расположенного в верховьях р. Андриановки, сложено кварцевыми диоритами, краевая зона — кварцевыми монцонитами (Щербаков, 1937). По данным В. Г. Крылова и Л. И. Лапшина, диориты слагают краевые части массива гранодиоритов в бассейне р. Ивашки. Диориты же образуют оторочку вокруг кварцевых диоритов (по наблюдениям М. М. Лебедева и Я. В. Илечко).

Гораздо реже встречаются обратные взаимоотношения между породами зональных интрузивов, когда к ядрам массивов приурочены более

http://jurassic.ru/

основные породы. И. Н. Ильченко и другие исследователи отмечают, что ядро одного из диоритовых массивов в верховьях р. Кирганик сложено преимущественно авгитовыми диоритами (типа габбро-диоритов), в то время как краевые части того же массива характеризуются развитием роговообманковых и кварцевых диоритов.

Зональность в строении массивов проявляется также в изменении структурных особенностей слагающих их пород, например, в переходе равномернозернистых разновидностей (диориты) в порфировидные (диоритовые порфириты). Эта зональность проявляется настолько широко, что примеры, иллюстрирующие ее, можно найти почти в каждом массиве.

Вертикальная зональность в строении интрузивных массивов и даек изучена пока плохо. Лишь некоторые авторы (М. М. Лебедев, Л. И. Тихомиров и др.) указывают на различия в составе интрузивных пород, связанные с глубиной эрозионного среза. Однако отсутствие четкой аргументации высказанных этими авторами положений не позволяет пока воспользоваться даже этими отрывочными сведениями. Между тем, геологические условия Центральной Камчатки с рядом поднятий и погружений осевой части антиклинория очень благоприятны для изучения разноглубинных интрузивных образований — от экструзивных куполов и апикальных частей субвулканических интрузий до глубокоэродированных сравнительно крупных интрузивных массивов.

Сравнительно четко, хотя и не во всех районах, проявляются фазовые взаимоотношения интрузивных пород. В Срединном Камчатском массиве древних пород М. А. Сухарев и др. на основании взаимопересечений различных интрузивов устанавливают ряд фаз третичной магматической деятельности: первая фаза включает главным образом гранодиориты и в подчиненном количестве граниты; вторая представлена диоритами и сиенито-диоритами; третья выражена внедрениями гранодиорит-порфиров. Каждой из магматических фаз соответствует своя жильная серия: первой фазе соответствуют жильные граниты и гранодиориты, второй — диоритовые порфириты и третьей — гранодиорит-порфиры, переходящие в призальбандовых частях даек в кварцевые диоритовые порфириты.

Значительные изменения состава интрузивных пород и их структур в некоторых массивах вызываются позднемагматическим автометаморфизмом и постмагматическим гидротермальным метаморфизмом. С этим явлением часто бывают связаны глубокие метасоматические преобразования интрузивных пород, из которых наиболее ярко выражено в Центральной Камчатке калиевое обогащение диоритовых пород, превращение апикальных и краевых частей диоритовых интрузивов в своеобразные монцонитоидные и иногда в шонкинитоподобные породы, содержащие рудопроявления меди и других металлов.

Явления взаимодействия магматических расплавов интрузий с окружающими породами, ассимиляции магмами материала этих пород, изменения состава и строения интрузивных пород вследствие этого процесса — эти вопросы для неогеновых интрузивов Камчатки остаются неизученными, они лишь слегка затронуты в последних работах М. А. Фаворской и К. В. Прохорова.

Мало данных пока имеется и о контактовых изменениях пород, вмещающих неогеновые интрузивы. Изменения эти в общем своеобразны. Типичные роговики (кварцево-полевошпатовые, полевошпатово-биотитовые, кордиерито-актинолит-гранатовые) наблюдались на контактах лишь с наиболее кислыми разновидностями интрузивных пород — гранитами и гранодиоритами. Во всех остальных случаях под названием роговиков обычно описываются породы, измененные гидротермальной

http://jurassic.ru/

деятельностью, сложенные в основном кварцем, а также актинолитом (изредка диопсидом), эпидотом, хлоритом, биотитом и сульфидами — пиритом, иногда халькопиритом. Особенно интенсивны подобного рода изменения вмещающих пород в контактах с диоритовыми и габбро-диоритовыми породами, обогащенными щелочами (монцонитами). Весьма распространенным типом изменений самих неогеновых интрузивов, проявленным в некоторых рудных районах Центральной Камчатки, является интенсивная биотитизация гранодиорит-порфиров и лампрофировых дайковых пород. Биотит представлен мелкими (0,1 *мм*) чешуйками и агрегатами еще более мелких чешуек, развивающихся на месте крупных пластинок первичного биотита. Одновременно обычно проявляется сильное окварцевание пород. Подобные биотитизированные и окварцованные породы являются рудовмещающими для медно-молибденового оруденения.

Изучение неогеновых интрузивов Центральной Камчатки показало возможность их расчленения по возрасту на две группы, одна из которых включает наиболее крупные и сильно дифференцированные нижнемиоценовые интрузивы, вторая — более мелкие интрузивы, сложенные преимущественно диоритами и диоритовыми порфиритами, по времени формирования относящимися к концу среднего и началу позднего миоцена. Кроме того, возможно существование в Центральной Камчатке небольших субвулканических интрузивов диорит-порфиритовых и гранодиорит-порфировых пород плиоценового возраста. Признаки интрузий этих разновозрастных групп, однако, еще недостаточно выяснены, почему их выделение является пока условным и не всегда возможным.

Ниже приводится описание некоторых неогеновых интрузивных массивов.

Лучше всего изучен Ахомтенский интрузив, располагающийся между бухтой Тахиркой и мысом Поворотным, в 70—80 *км* к югу от г. Петропавловска. Он вытянут в северо-западном направлении на 12—15 *км* и имеет площадь около 130 *км*^{2}. Форма интрузива усложнена послеинтрузивными разломами северо-восточного и северо-западного направлений. Детальным изучением гранитоидов Ахомтенского интрузива занимались В. Я. Степанов (1946) и К. В. Прохоров.

По описаниям В. Я. Степанова, интрузив сложен преимущественно роговообманковыми и биотито-роговообманковыми гранитами. В окраинных частях массива граниты переходят в монциниты. На северном берегу бухты Лиственичной обнажаются турмалинизированные граниты и микропегматиты. Жильные породы внутри массива представлены аплитами. В. Я. Степанов установил впервые интрузивный характер контактов Ахомтенского массива с верхнеолигоцен-нижнемиоценовыми отложениями, т. е. принадлежность его к неоинтрузиям. Наряду с другими интрузивами Юго-Восточной Камчатки Ахомтенский массив, как подчеркивает В. Я. Степанов, во многом сходен с неоинтрузивами Кавказа.

К. В. Прохоров отмечает, что боковые контакты интрузива бухты Ахомтен на уровне моря вертикальные или наклонены в сторону от интрузивного тела под углом не менее 70°, в то время как контакты с останцами кровли на высоте 600 *м* полого падают под углом 25—30° в сторону от интрузива (рис. 27). По данным К. В. Прохорова, среди пород, слагающих массив, преобладают биотито-роговообманковые граниты, в меньших количествах присутствуют кварцевые диориты и биотитовые граниты. Отдельные мелкие тела слагаются аляскитами, которые распространены в апикальной части интрузива и вблизи контактов его с вмещающими породами. Как в кварцевых диоритах, так и в гранитах и аляскитах наблюдается турмалинизация. Массив рассекается жилами

http://jurassic.ru/

плагиоаплитов и аплитов; первые размещаются преимущественно в широтных и близких к широтным трещинах, вторые — в меридиональных, северо-восточных и северо-западных. Жилы аплитов рассекают и смещают жилы плагиоаплитов.

Наиболее ранними по времени внедрения являются кварцевые диориты, приуроченные к внешней оторочке интрузивного тела и слагающие южную и восточную части интрузива. На контакте с ними вмещающие породы в узкой (50—70 *см*) зоне превращены в роговики и ороговикованные породы.

Распространенной разновидностью пород массива являются роговообманковые кварцевые диориты. Это серые, среднезернистые породы,

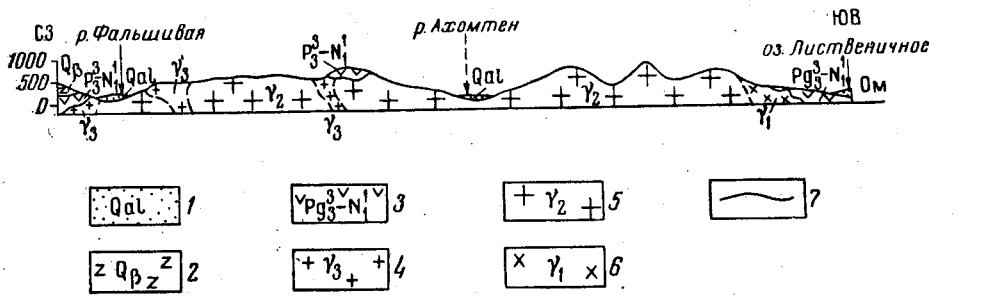


Рис. 27. Разрез через интрузив бухты Ахомтен. По К. В. Прохорову

1 — современные аллювиальные отложения; *2* — четвертичные базальты вулкана Мутновского; *3* — верхнеолигоцен-нижнемиоценовые базальты, андезито-базальты, туфы; *4* — аляскиты; *5*—граниты; *6* — кварцевые диориты; *7* — контакты интрузива с вмещающими породами различного состава

состоящие из плагиоклаза, роговой обманки, калиевого полевого шпата, кварца и акцессорных минералов.

Более молодые породы ахомтенского интрузива представлены биотито-роговообманковыми гранитами, широко распространенными по берегам бухты и р. Ахомтен. Вблизи контакта граниты имеют порфировидное строение, непосредственно у контакта текстура такситовая. В эндоконтакте наблюдается узкая полоска новообразований кварца и калиевого полевого шпата шириной 2—2,5 *м*. Биотитово-роговообманковые граниты обладают равномернозернистой гранитной, изредка порфировидной структурой. Главная роль в их сложении принадлежит калиевому полевому шпату—нерешетчатому микроклину, олигоклазу, кварцу; прочие минералы представлены зеленой роговой обманкой, биотитом, титаномагнетитом, сфеном, цирконом, турмалином, апатитом, ортитом.

Самой молодой разновидностью пород являются биотитовые граниты, а также аляскиты, имеющие незначительное распространение вблизи контактов с вмещающими породами.

К. В. Прохоровым наблюдались интрузивные контакты гранитов с кварцевыми диоритами и аляскитов с кварцевыми диоритами и гранитами. Отсутствие явлений закалки на контактах между этими разновидностями говорит о незначительных промежутках времени между отдельными внедрениями.

Севернее бухты Ахомтен имеется несколько выходов молодых интрузивов меньших размеров, чем Ахомтенский (по р. Фальшивой, на мысе Фальшивом, в верховьях рек Вилючи и Паратунки, на правобережье бухты Саранной и др.). Некоторые из этих выходов могут иметь непосредственную связь с интрузивом бухты Ахомтен. Все эти интрузивы прорывают и метаморфизуют третичные отложения до нижнего миоцена включительно. Верхний возрастной предел устанавливается только для интрузива бухты Большой Саранной. А. Ф. Марченко наблюдал в рай-

http://jurassic.ru/

оне оз. Зеленого, что этот интрузив прорывает отложения верхнего олигоцена — нижнего миоцена и перекрывается вулканогеннно-осадочной толщей среднего миоцена, в которой содержится галька кварцевых диоритов, слагающих интрузив.

В сложении интрузивов преобладают кварцевые роговообманковые диориты. В краевых частях массивов появляются пироксены, а на отдельных участках — биотит. В бухте Фальшивой обнажаются граниты с турмалином, состоящие из плагиоклаза (10—15%), калиевого полевого шпата (45—50%), кварца (30%) и турмалина (10—15%). Взаимоотношения этих гранитов с другими разновидностями интрузивных пород не установлены. В контактах с интрузивами вмещающие породы ороговикованы в сравнительно узкой зоне, измеряемой обычно метрами.

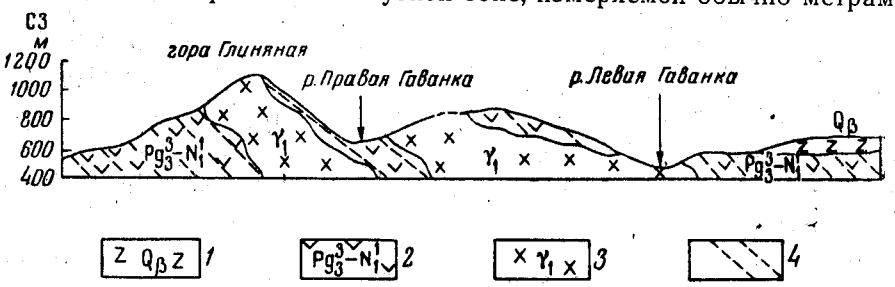


Рис. 28. Разрез через интрузив горы Глиняной. По К. В. Прохорову

1 — четвертичные лавы; *2* — третичные базальты, андезито-базальты и туфы (верхний олигоцен—нижний миоцен); *3* — кварцевые диориты; *4* — напластование эффузивных пород

Здесь вмещающие породы превращены в биотито-кварцевые роговики. Иногда вблизи интрузивов наблюдаются широкие зоны осветленных измененных пород. Хорошим примером являются контакты интрузива кварцевых роговообманковых диоритов горы Глиняной и по рекам Правой и Левой Гаванкам с олигоцен-нижнемиоценовыми породами (К. В. Прохоров). Вдоль контакта интрузива с вмещающими породами проходит крупный разлом северо-западного простирания, отмеченный зоной тектонических брекчий мощностью 200 *м* (рис. 28). Висячий бок разлома сложен гидротермально измененными породами, общая мощность которых составляет 300—400 *м*. На восточном же склоне горы Глиняной у контакта интрузива наблюдается лишь маломощная зона амфиболо-плагиоклазовых и пироксено-амфиболо-плагиоклазовых роговиков. В окрестностях выходов описанных интрузивов имеются медные и полиметаллические рудопроявления (Василевский, 1958). По К. В. Прохорову, среди акцессорных минералов в интрузивах этой группы присутствует молибденит.

Вблизи г. Петропавловска, в районе пос. Халактырки, К. В. Прохоровым (1959 г.) описан небольшой куполовидный интрузив, внутренняя часть которого сложена кварцевыми диоритами, периферическая — мелкозернистыми кварцевыми диорит-порфиритами. Интрузив прорывает верхнемеловые туфогенно-кремнистые породы, в экзоконтактах его наблюдаются амфиболиты. В 1 *км* от северного окончания интрузива в трещиноватой зоне среди кремнистых пород имеются вкрапленники и прожилки халькопирита. Халькопирит отмечается и в кварцевом прожилке в эндоконтакте интрузива. По мнению К. В. Прохорова, оруденение парагенетически связано с интрузивом. Среди минералов-примесей в кварцевых диоритах встречен молибденит. Верхний возрастной предел интрузива неизвестен, по составу слагающих его пород и ассоциирующихся с интрузивом рудопроявлений он может быть неогеновым.

http://jurassic.ru/

В бассейне рек Плотниковой, Банной, Карымчиной развиты гранитоиды, состав которых колеблется от гранита до диорита с заметным преобладанием кварцевых диоритов и монцонитов. Характерно для этого района большое число даек и куполов липаритов, дацитов, трахитов, альбитофиров. Площади выхода интрузивных массивов достигают 30 *км*². Основные интрузивы в этом районе встречаются реже, чем гранитоидные.

Изученный В. Н. Бондаренко интрузивный массив горы Кусапак в центральной части сложен розовато-серыми среднезернистыми биотито-амфиболовыми гранитами, состоящими из калиевого полевого шпата (33—40%), плагиоклаза (25%), кварца (25%), биотита, амфибола, сфена, апатита. По направлению к кровле биотито-амфиболовые граниты постепенно переходят в серые амфиболовые гранодиориты с гипидиоморфно-зернистой структурой и идиоморфными призматическими кристаллами плагиоклаза — андезина, составляющего почти половину породы. Гранодиориты у контакта интрузивного массива постепенно переходят в кварцевые диориты, а затем в диоритовые порфириты. Абсолютный возраст гранодиорита массива горы Кусапак определен в 33 млн. лет. Цифра эта несколько завышена, если учесть, что интрузив прорывает миоценовые породы.

В Южно-Быстринском хребте массивы молодых интрузивных пород обнажаются на возвышенностях Начикинское Зеркальце и Вачкажец, а также по рекам Горелой, Верхней и в других пунктах.

Шток молодых гранодиоритов, слагающих гору Начикинское Зеркальце, прорывает и в контакте метаморфизует сильно дислоцированную вулканогенно-осадочную толщу олигоцен-нижнемиоценового возраста. По Н. Д. Соболеву, зона контакта мощностью в несколько метров сложена роговообманковым гнейсом. Гранодиориты милонитизированы и частично рассланцованы. По составу они соответствуют банатиту (см. табл. 23, анализ 67). С интрузивным массивом связаны кварцевые жилы с золотом и шеелитом. В. Н. Бондаренко отмечает развитие в краевых частях массива Начикинское Зеркальце кварцевых диоритов и диоритовых порфиритов.

Другие интрузивные массивы Южно-Быстринского хребта слабо эродированы и поэтому обнажающиеся на поверхности породы представлены главным образом кварцевыми диоритами и диоритовыми порфиритами. А. Е. Святловский описал в составе интрузива горы Вачкажец пироксено-биотито-роговообманковые диориты. В. Н. Бондаренко отмечает развитие у контакта массива роговообманково-пироксеновых диоритовых порфиритов и микродиоритов. Ширина зоны кварцево-биотитовых роговиков у массива достигает 80—120 *м* (до 200 *м*). В окрестностях интрузивного массива имеются большие площади (до 25 *км*²) измененных осветленных пород. В зонах дробления развиты золотоносные кварцево-карбонатные жилы, возможно содержащие киноварь. Среди разнообразных по составу даек В. Н. Бондаренко выделяет дайки досреднемиоценовые, предверхнемиоценовые, предчетвертичные. К досреднемиоценовым относятся дайки альбитофиров, мощность которых колеблется от 0,5 до 5—6 *м*. Предверхнемиоценовые дайки представлены диоритовыми порфиритами, дацитами, липаритами, альбитофирами. Ориентировка даек меридиональная, северо-восточная и широтная. Состав элементов-примесей в диоритовых порфиритах аналогичен таковому в молодых интрузивных породах. В диоритовых порфиритах встречаются вкрапленники халькопирита, в липаритах наблюдается ортит. Предчетвертичные дайки сложены андезитами и базальтами.

В западных предгорьях Ганальского хребта палеоген-нижнемиоценовые вулканогенно-осадочные отложения прорваны трещинными интру-

http://jurassic.ru/

зиями диоритов и габбро-диоритов. В восточной части Ганальского хребта, в верховьях р. Стеновой, расположен дифференцированный интрузив горы Юрчик, неогеновый возраст которого является пока спорным. Геолого-петрографические описания этого интрузива были сделаны А. В. Щербаковым, Д. С. Харкевичем, Б. И. Пийпом, Л. И. Тихомировым и М. М. Лебедевым. Д. С. Харкевич выделил здесь два массива кварцевого диорита, сопровождаемых жильными породами — спессартитами и диоритовыми порфиритами.

Один из них, по Л. И. Тихомирову, представляет собой дифференцированный интрузив сложного состава (от диоритов до габбро). Форма интрузива неправильная — это массив длиной 12 *км*, шириной от 500 *м* до 4 *км*, вытянутый в северо-западном направлении. На водоразделе рек Тумхан и Вактан Ганальский контакт интрузива с вмещающими метаморфическими породами падает вертикально. Широко развиты массивные текстуры, переходящие в краевых частях массива в полосчатые, гнейсовидные и катакластические. В южной части массива развиты габбро и габбро-амфиболиты, центральная его часть сложена крупнокристаллическим кварцевым диоритом, переходящим на окраинах массива в катаклазированные и огнейсованные диориты; лейкократовые габбро-диориты занимают промежуточное положение. Экзоконтакты сложены зоной пироксено-плагиоклазовых роговиков мощностью 10—15 *м*. У контактов в интрузиве часто наблюдаются крупные ксенолиты вмещающих пород. М. М. Лебедев наблюдал в экзоконтактах интрузива в обломках хризотил-асбест. Катаклазированные и гнейсованные диориты краевых частей массива характеризуются кластической гипидиоморфно-зернистой структурой, иногда гнейсовой текстурой. Г. И. Новоселов и З. И. Литовченко в 1959 г. наблюдали в районе интрузива горы Юрчик выходы диоритов, микродиоритов, диоритовых порфиритов, пегматитов, пироксенитов, серпентинитов.

В водораздельной части хребта Ганальские Востряки, а также в его северо-западных и юго-западных отрогах, в верховьях рек Кижим, Покосной и Киргуроп, по данным Л. И. Тихомирова, залегает пластовый интрузив тоналитов. Ширина массива до 1—3 *км*, длина 15 *км*, простирание северо-западное и меридиональное, форма дугообразная (выпуклой стороной интрузив обращен к долине р. Быстрой) и подчинена общему повороту структур с северо-западного направления в южной части Ганальского хребта к меридиональному и северо-восточному на севере его. Контакты интрузива крутые, падают на северо-восток. В экзоконтактах развиты биотитовые и диопсид-роговообманковые роговики. Интрузивные тела сопровождаются многочисленными жилами, среди которых Л. И. Тихомировым выделены плагиоаплиты, кварцевые порфиры, пироксениты, горнблендиты, габбро-пегматиты, диоритовые порфириты и фельзит-порфиры. Наиболее распространенными являются диоритовые порфириты. Пироксениты, горнблендиты и габбро-пегматиты представляют собой жильную свиту массива габбро. Форма жил часто прихотливая, падение их обычно крутое или вертикальное, мощность от долей сантиметра (пироксениты) до десятка метров (диоритовые порфириты), протяженность жил от нескольких десятков до 200 *м*.

К востоку от Ганальского хребта штокообразные тела гранитоидов, по петрографической характеристике сходных с неогеновыми, имеются в верховьях р. Авачи (реки Сирочан, Тимоновская, Кехкуй и Соленые ключи; Пийп, 1941а; Еремеев, 1957; Святловской, 1956б и др.). Штоки сопровождаются жилами диоритовых порфиритов и оливино-пироксеновых долеритов. Размеры штоков около 5—6 *км*^{2}. Центральные части интрузивов сложены кварцевыми диоритами, периферия — диоритами. В контакте с интрузивами вмещающие породы превращены в роговики,

http://jurassic.ru/

мощность контактовой зоны около 150 *м*. От вулкана Бакенина до верховьев р. Тимоновой тянется большой массив крупнозернистых биотито-амфиболовых гранодиоритов (А. Е. Святловский), к которому приурочены выходы Тимоновских горячих ключей. Несколько юго-восточнее располагаются мелкие интрузивы гранодиоритов Налычевского района, прорывающие неогеновую вулканогенную толщу. В контактовых зонах массивов наблюдаются кварцевые жилы (Е. М. Изотова).

На Срединном участке Центрально-Камчатской зоны неогеновые интрузивы особенно многочисленны у восточного края Срединного Камчатского массива, где они образуют почти непрерывную цепь выходов меридионального направления. Самый южный интрузив, расположенный на правом берегу р. Быстрой, у устья р. Кагнисин, был описан М. М. Лебедевым в 1958 г. и в 1960 г. В. К. Ротманом. В плане массив имеет вид эллипса с большей осью около 7 *км*. Он залегает в среднемиоценовых туфогенно-осадочных породах, которые вблизи интрузива метаморфизованы и прорваны дайками диоритов и гранодиоритов.

Цепь интрузивов близкого к меридиональному направления, приуроченная, видимо, к крупному разлому, изучена в 1957 г. А. Ф. Марченко и Ю. С. Перевозчиковым в верховьях р. Озерной Камчатки. Интрузивы прорывают верхнемеловые(?) вулканические породы кирганикской серии, площадь выхода их достигает 30 *км*^{2}. Породы обладают резко выраженной монцонитовой структурой и сложены плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, авгитом, биотитом, роговой обманкой; в качестве примесей присутствуют рудные минералы, апатит, сфен. В окраинных частях интрузивов местами наблюдаются своеобразные метасоматические структуры, напоминающие пегматитовые, обусловленные замещением калиевым полевым шпатом других минералов. Вмещающие породы у контактов ороговикованы и пиритизированы. В верховьях р. Яковской вблизи одного из интрузивных массивов имеются ртутные рудопроявления, приуроченные к зальбандам многочисленных пластообразных жил диоритовых порфиритов и роговообманковых андезитов. В протолочках пропилитизированных дайковых андезитов встречено золото (А. Д. Зубко). Имеются также медные рудопроявления (вкрапленники халькопирита и примазки медной зелени).

Один из самых крупных неогеновых(?) интрузивов расположен на левобережье р. Камчатки между реками Андриановкой и Кенсол. Массив почти не изучен, известно лишь, что в его сложении принимают участие граниты, гранодиориты, кварцевые диориты, диориты, габбро-диориты, кварцевые габбро. Контактовые изменения вмещающих пород выражены их слабым ороговикованием и пиритизацией (В. Я. Ярмолюк).

На правобережье р. Андриановки, в верхнем ее течении, находится ряд небольших интрузивных массивов, преимущественно диоритового и гранодиоритового состава.

Относительно хорошо изучены Озерновский и Кирганикский интрузивные массивы, в экзоконтактах которых известны рудопроявления меди, молибдена, золота, свинца, цинка.

Озерновский массив находится в верховье р. Озерновской, правого притока р. Кирганика, среди вулканогенных пород анавгайской серии (олигоцен — средний миоцен). Он вытянут в меридиональном направлении и имеет площадь около 70 *км*^{2}. Восточный контакт интрузива прямолинейный и крутой, западный — извилистый, местами с очень пологим наклоном. По данным Я. Ш. Геворкяна, массив сложен габбро-диоритами, диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами, адамеллитами и гранитами, связанными между собой постепенными переходами. Жильные образования, развитые в районе выхода интрузива, представ-

http://jurassic.ru/

лены роговообманковыми и пироксеновыми андезитами, андезито-дацитами, диоритовыми порфиритами. Встречаются своеобразные жильные породы, похожие по структуре на пегматиты, сложенные калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, кварцем, биотитом, мусковитом; породы содержат мелкие чешуйки молибденита и вкрапленники халькопирита. Контактовые изменения вмещающих пород выражены в ороговиковании. Ширина зоны ороговикования от 1—2 до нескольких десятков метров. Роговики представляют собой плотные мелкозернистые породы, состоящие из полевых шпатов, кварца, амфибола, мусковита, эпидота. В контактовой зоне широко проявлены гидротермальные изменения пород, сопровождающиеся рудопроявлениями. В наиболее глубоких эрозионных врезах в интрузиве наблюдаются вкрапленники и прожилки молибденита и халькопирита (в кварцевых и пегматитовых жилах). В эндо- и экзоконтактах, в небольшом удалении от массива (не более 1,5—2 *км*) среди пропилитизированных эффузивных пород наблюдается сеть кварцевых, кварцево-карбонатных и кварцево-карбонатно-адуляровых жил, содержащих золото и серебро, а местами небольшие количества сфалерита и галенита. В еще большем удалении от интрузивного массива среди измененных осветленных пород обнаружена киноварь. У контакта с диоритами Озерновского интрузива, в его кровле вмещающие вулканические породы местами превращены во вторичные кварциты с диаспором.

Кирганикский интрузивный массив, расположенный в верховьях р. Кирганик среди верхнемеловых (?) пород кирганикской серии, сложен в центральной части преимущественно гранодиоритами и кварцевыми диоритами, переходящими к окраинам в диориты и диоритовые порфириты. Особенностью Кирганикского массива является обилие пересекающих его даек диоритовых порфиритов, которые в некоторых частях массива составляют 70—80% его объема. Кроме крутопадающих даек, в массиве имеются пологие пластообразные залежи порфировых пород, по структуре и составу близких к гранодиорит-порфирам. Интрузив очень мало эродирован, на водоразделах встречены останцы пород кровли.

А. И. Байков, И. Н. Ильченко и Я. Ш. Геворкян объединяют интрузивные породы массива в Кирганикский интрузивный комплекс, сформировавшийся в результате трех фаз интрузивной деятельности, для которых характерны: 1) интрузии биотито-роговообманковых и пироксено-роговообманковых диоритов, кварцевых диоритов и гранодиоритов, 2) интрузии и дайки роговообманковых диоритов, кварцевых диоритов, диоритовых порфиритов и микродиоритов, 3) интрузии, экструзии (?) и дайки кварцевых диоритовых порфиритов.

Кроме ороговикования, вмещающие породы в контактовой зоне подверглись весьма своеобразным преобразованиям, связанным с позднемагматическими и ранними постмагматическими процессами. Вмещающие эффузивы и туфы, так же как и сами диоритовые породы интрузива, превращены в ортоклазовые метасоматиты с медной минерализацией. Помимо медного, в пределах выхода Кирганикского массива известно медно-молибденовое рудопроявление (в верховьях ключа Туманного), а также штоковерки кварцевых и кварцево-карбонатных жил с золотом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом и арсенопиритом (рудопроявление Лазурное).

После резкого погружения на широте 55° 30′ шарнира Камчатско-Корякского антиклинория число обнажающихся интрузивов и размеры интрузивных массивов резко уменьшаются. На Центральном участке среди молодых вулканогенных пород известны лишь мелкие массивы преимущественно пироксеновых диоритов, гранодиоритов и плагиогра-

http://jurassic.ru/

нит-порфиров, представляющие собой самые апикальные части интрузивов. Большинство их наблюдается в пределах горстовых выступов (хребты Козыревский, Быстринский). Зато чрезвычайно многочисленны на Центральном участке экструзивные купола, сложенные роговообманковыми андезитами, дацитами и липаритами.

Мелкие интрузивные массивы известны по рекам Копылье, Сухарики, Быстрой Козыревской, Анавгай, Крерук, Половинной. Все они представляют собой штокообразные или лакколитоподобные тела с площадью выхода не более нескольких квадратных километров. Большинство интрузивов приурочено к крупным разломам и размещается среди вулканогенных пород анавгайской серии, имеющих возраст от верхнего палеогена до среднего миоцена включительно. Лишь в истоках р. Половинной Л. И. Лапшина описывает небольшой шток диоритовых порфиритов в поле распространения алнейской серии (верхний миоцен — плиоцен), но интрузивные контакты штока с породами алнейской серии непосредственно не наблюдались.

Контактовое воздействие, оказываемое интрузивами на вмещающие породы, очень незначительно, тем не менее, районы выхода их представляют собой обширные (до десятков квадратных километров) площади распространения измененных пород. Изменения связаны с гидротермальными процессами, проявившимися вдоль тех же разломов, к которым приурочено большинство интрузивов. Особенно сильные гидротермальные изменения пород проявляются у экструзивных куполов. Характер измененных пород Центрального участка специфичен — это преимущественно белые опалолиты и вторичные кварциты различного типа: монокварциты, каолинитовые, алунитовые, диаспоровые, серицитовые. В измененных породах находятся рудопроявления ртути, мышьяка, сурьмы (Анавгайское месторождение, рудопроявления на р. Половинной и др.). Кварцево-карбонатные жилы среди пропилитизированных пород содержат золото и серебро (р. Копылье).

Севернее широты 58°, после резкого поднятия шарнира Камчатско-Корякского антиклинория, появляется большое число выходов интрузивных пород, сосредоточенных преимущественно в сравнительно узком поясе, протягивающемся в пределах всего Северного участка зоны в северо-восточном направлении, вдоль восточного склона Срединного хребта. Самые крупные интрузивные тела (до 30—40 *км*^{2}) обнажаются по долинам рек Русаковой, Ивашки, Дранки, где выходы интрузивных пород приурочены к глубоким эрозионным врезам долин, что позволяет предполагать залегание здесь на большой глубине крупного интрузивного тела, удлинение которого ориентировано в северо-восточном направлении. Севернее в том же направлении протягивается до камчатского перешейка почти непрерывная цепь многочисленных небольших по площади выходов (доли, до единиц квадратных километров) интрузивных пород. Наряду с интрузивами в той же полосе, иногда несколько отступая к востоку, располагаются многочисленные экструзивные купола кислых андезитов, дацитов и липаритов. Большинство интрузивных и экструзивных тел располагается среди олигоцен-нижнемиоценовых и среднемиоценовых отложений. Единичные экструзивные купола наблюдались среди более молодых, верхнемиоцен-плиоценовых пород.

По составу интрузивные породы Северного участка относятся к пироксеновым и пироксено-амфиболовым гранодиоритам, кварцевым диоритам, реже гранитам, гранодиорит-порфирам, кварцевым диоритовым порфиритам. Наибольшим распространением пользуются гранодиориты, обычно слагающие центральные части интрузивов.

Ю. А. Новоселовым установлена избирательная приуроченность многих небольших интрузивов к неогеновым вулканогенным толщам,

http://jurassic.ru/

что дало ему основание предположить субвулканический характер интрузий и примерную одновременность их формирования с накоплением эффузивно-пирокластических толщ.

Контактовые изменения вмещающих пород выражены, по данным В. Г. Крымова, образованием непосредственно у контактов биотитовых, иногда кордиеритовых роговиков. В поясе, к которому приурочено большинство интрузий, наблюдаются сильнейшие гидротермальные изменения пород с образованием разнообразных вторичных кварцитов. На площадях развития измененных пород имеются метасоматические серные залежи, в современных аллювиальных отложениях встречаются знаки киновари и золота. На приподнятых участках, с более глубоко эродированными интрузивами среди пропилитизированных пород имеются рудопроявления меди, свинца и цинка.

Пояс с третичными вулканогенными толщами и выходами небольших интрузивов протягивается далее на северо-восток и за Камчатский перешеек, продолжаясь в юго-западной части Корякского нагорья. На правобережье р. Вывенки В. И. Курлаев и Г. М. Власов в 1941 г. обнаружили глубокоэродированный неогеновый вулкан, названный именем В. А. Обручева. Вулкан сложен сильно гидротермально измененными эффузивами и туфами, а в его основании обнажаются полнокристаллические породы, близкие по составу к диоритам, также сильно измененные автометаморфическими процессами. Интрузивные породы, залегающие под вулканом, по-видимому, принадлежат субвулканическому интрузивному массиву (Власов, 1957).

Дайковый комплекс

С неогеновыми интрузивами Центральной Камчатки тесно связан дайковый комплекс, представленный следующими породами: 1) собственно диоритовыми порфиритами и микродиоритами, 2) кварцевыми диоритовыми порфиритами, переходными к микрогранодиорит-порфирам; 3) монцонит-порфирами; 4) спессартитами; 5) малхитами и одинитами.

По мнению М. А. Фаворской, к дайковому комплексу, связанному с неогеновыми субвулканическими интрузиями Юго-Восточной Камчатки, относятся дайки фельзитов, альбитофиров и дацитов.

Диоритовые порфириты (кварцевые и бескварцевые) представляют собой серые и зеленовато-серые полнокристаллические порфировые породы, состоящие из плагиоклаза (от № 50—65 в ядре кристаллов до № 25—30 в краевых зонах), калинатрового полевого шпата (чаще анортоклаз-пертит), иногда кварца, авгита и гиперстена, амфибола (обыкновенная роговая обманка), биотита; второстепенные минералы — магнетит (титаномагнетит), сфен, апатит и циркон. Структура пород порфировая с микропризматической или гранулитовой основной массой; наблюдаются также микрогранулитовые структуры. Породы обычно несут следы очень сильных вторичных изменений.

Сведения об остальных типах дайковых пород: спессартитах, малхитах, одинитах и др. носят очень неполный характер. Они отмечаются А. Ф. Марченко на правобережье р. Хейван среди гнейсов камчатской серии и А. В. Щербаковым (1940) в верховьях р. Андриановки. Малхиты и одиниты встречаются в виде жил мощностью от 0,5 до 2 *м*. Они представляют собой зеленые мелкозернистые породы, сложенные плагиоклазом и роговой обманкой, примерно в равных количествах. Одиниты отличаются от малхитов наличием авгита и оливина.

По описанию М. А. Фаворской, дайки фельзитов встречаются на Юго-Восточной Камчатке преимущественно в нижне- и среднемиоценовых породах. Дайки альбитофиров пересекают и более молодую агло-

http://jurassic.ru/

мератовую толщу, отнесенную ею, в значительной степени условно, к верхнему миоцену.

Дайковые породы Центральной Камчатки особенно широко развиты на рудных участках, структура которых нередко определяется распределением даек. Так, на левобережье р. Лунтос обогащенные медью и молибденом участки представляют собой зальбанды даек диоритовых порфиритов; породы некоторых даек целиком разложены гидротермами и обогащены рудными минералами. При субширотном, параллельном расположении многочисленных даек в зоне трещиноватости, имеющей почти меридиональное направление, образовалось подобие лестничной структуры рудного поля: в пределах полосы измененных пород длиной более 10 *км*, шириной от 100—200 до 500—700 *м* располагается серия параллельных, широтных, обогащенных рудных участков. В верховьях р. Яковской роговообманковыми андезитами сложена серия пологих пластообразных жил, вдоль зальбандов которых преимущественно локализованы ртутные рудопроявления. И. Н. Ильченко, А. И. Байков и др. отмечают приуроченность рудных метасоматитов в верховьях р. Киргаиик к участкам интрузива с наиболее густой сетью даек диоритовых порфиритов. Во всех этих случаях проявляется структурная связь даек и оруденения с зонами наибольшей трещиноватости и проницаемости пород. В Центрально-Камчатской рудной зоне имеются примеры, свидетельствующие о близости даек и руд и по времени образования тех и других. По М. М. Василевскому, часть даек диоритовых порфиритов на меднорудном участке Сухое озеро на р. Киргаиик является внутрирудной, т. е. образовалась между различными стадиями рудного процесса.

Экструзивные тела

Очень распространенными образованиями в Центрально-Камчатской вулканической зоне являются экструзивные тела магматических пород. Число экструзивных куполов в зоне исчисляется, вероятно, многими сотнями. Экструзивные купола, имеющие обычно небольшие размеры (несколько сотен метров в поперечнике), выявляются лишь при сравнительно детальных геологических работах. При мелкомасштабных съемках породы куполов часто не отделяются от вмещающих их эффузивно-пирокластических толщ, имеющих покровное залегание. Местоположение куполов нередко замаскировано вследствие погребения их «мантией» из брекчиевых вулканических пород, похожих на пирокластические туфобрекчии, распространенные у вулканических некков. Не случайно поэтому большое число экструзивных куполов известно в наиболее геологически изученных районах Камчатки.

Экструзивы представляют собой образования, промежуточные по условиям залегания, структуре и составу между интрузивными и эффузивными породами. На необходимость выделения этой группы пород указывали А. Н. Заварицкий, Б. И. Пийп и другие советские вулканологи. Тесная связь, существующая между интрузивными и экструзивными породами, хорошо проявляется их «взаимозаменяемостью» по простиранию Центрально-Камчатской вулканической зоны: при погружении структур сравнительно крупные, глубоко эродированные миоценовые интрузивные массивы сменяются на поверхности небольшими штоками, а затем небольшими субвулканическими телами и экструзивными куполами.

Среди плиоценовых пород известны лишь экструзивные купола. Вскрытые эрозией интрузивные штоки диоритовых порфиритов и гранодиорит-порфиров, если и имеются, то исчисляются единицами (истоки р. Половинной, бухта Медвежья). Большое число экструзивов среди

http://jurassic.ru/

плиоценовых отложений связано не только с малой эродированностью плиоценовых пород, но и с особым характером вулканических проявлений в плиоценовое время. Как показывает пример четвертичных вулканов, экструзивные купола развиваются на угасающих вулканах, прошедших стадию кальдерообразования и характеризующихся извержением кислых вулканических продуктов и сильной гидротермальной деятельностью. Позднеплиоценовое время было периодом угасания неогеновой вулканической деятельности и отличалось большим масштабом извержений вязких газонасыщенных магм в виде эксплозий с выбросами пемзы и в форме выпираний куполовидных масс лавы с последующей сильной газовой и гидротермальной деятельностью у окраин куполов.

Позднечетвертичный период развития экструзивных куполов совпадает с кальдерными опусканиями на четвертичных вулканах. Большинство молодых куполов располагается в жерлах вулканов, по трещинам в кальдерах или на разломах, отходящих от вулканов. Отличить неогеновые экструзивы от четвертичных часто бывает очень трудно (на геологической карте они не разделены).

Большое число экструзивных тел известно на Петропавловско-Малкинском участке Центрально-Камчатской вулканической зоны (Б. И. Пийп, В. Я. Степанов, А. Е. Святловский, В. Н. Бондаренко, В. И. Тихонов и др.). Большинство из них сложено породами кислого состава: липаритами, липарито-дацитами, кислыми андезитами (купола у оз. Большой Вилюй, верховья рек Банной, Паратунки, Саранной и др.). В. Я. Степанов в верховьях р. Банной наблюдал линейное расположение липаритовых куполов и соединение их липаритовой жилой север-северо-западного направления (горы Ящик, Ягодная, Табуретка). Б. И. Пийп описал интересный пример экструзивного выпирания липаритов по трещине в кровле диоритового (?) штока (р. Банная). Некоторые экструзивные массивы своей удлиненной формой указывают на связь их образования с трещинами. Пример трещинной экструзии представляет описанная в 1954 г. В. М. Никольским на северо-восточном склоне Мутновского вулкана «дайка» липаритов, флюидальная текстура которых указывает на выпирание вязкой лавы в вертикальном направлении. В глубокой долине р. Жировой имеется возможность наблюдать корневые части этого тела, и здесь липариты переходят в полнокристаллические породы, близкие по структуре и составу к гранит-порфирам.

Экструзивные купола в истоках р. Саранной сложены белыми липаритами с очень редкими порфировыми вкрапленниками биотита и кварца. Основная масса породы фельзитовая. Плагиолипариты субвулканического тела на берегу бухты Большой Медвежьей отличаются обилием крупных порфировых вкрапленников кварца, плагиоклаза и амфибола. Основная масса имеет микрокристаллическую структуру и состоит из кварца и плагиоклаза с примесью магнетита и вторичных минералов — хлорита, эпидота, кальцита.

Такие породы, по наблюдениям М. А. Фаворской, переходят в гранодиорит-порфиры, слагающие четыре штокообразных тела, располагающихся на побережье бухты Большой Медвежьей вдоль почти широтного разлома. Структура основной массы гранодиорит-порфиров микрогранитовая, на отдельных участках сферолитовая. М. А. Фаворская предполагает верхнеплиоценовый возраст этих полнокристаллических пород и родственность их с экструзивными и дайковыми липаритами и дацитами района Тополова озера. Однако точно возраст этих пород не доказан.

Липаритовые и дацитовые экструзивы верхнеплиоценового возраста в районе оз. Тополового часто приурочены к древним кальдерам и разломам. Один из экструзивов, слагающих сопку Бархатную (рис. 29),

http://jurassic.ru/

состоит из двух взаимнопересекающихся «ветвей» юго-восточного и северо-восточного простираний, протягивающихся вдоль разломов (М. А. Фаворская и др.). Липариты куполов чаще представляют собой нераскристаллизованное стекло, с вкрапленниками кварца, биотита, плагиоклаза (олигоклаз-андезин или основной андезин). Дациты во вкрапленниках содержат зонарный андезин и биотит. Основная масса их преимущественно микропойкилитовая, реже микрогранитовая. При формировании куполов одновременно образовывались туфолавы и пепловые туфы кислого состава, обычно окружающие тела куполов. Как сами породы куполов, так и вмещающие породы часто сильно изменены

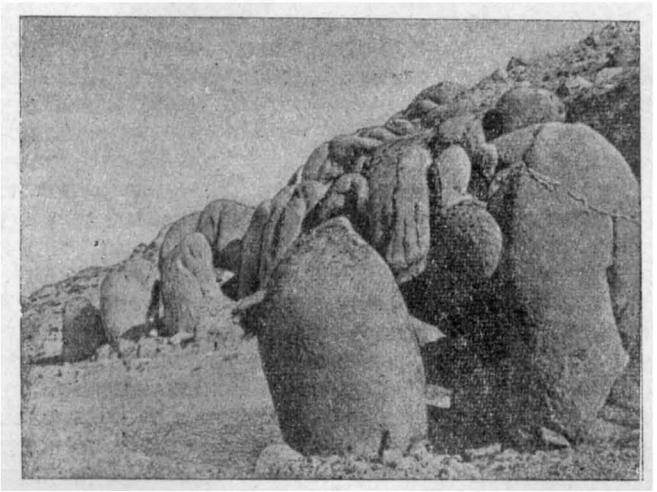


Рис. 29. Отдельность и форма выветривания стекловатых дацитов горы Бархатной. Фото В. С. Шеймовича

поствулканическими гидротермальными процессами (окварцевание, каолинизация, хлоритизация, альбитизация, серицитизация).

Много экструзивных куполов находится в северной части Срединного участка и на Центральном участке вулканической зоны, среди вулканогенной алнейской серии. Состав экструзивных пород здесь довольно однообразен и отвечает минералогически и по химическому составу амфиболовым и биотитовым дацитам и андезито-дацитам. Макроскопически это светло-серые, до белых, породы с порфировой структурой. Порфировые выделения в стекловатой или фельзитовой основной массе представляют собой кристаллы резкозонального плагиоклаза (андезин), биотита или амфибола. Наблюдаются случаи зонального строения экструзивных куполов, как например, в экструзиве Диана в верховьях р. Озерновской. Периферия купола здесь сложена амфиболовыми, ядро — биотитовыми дацитами. В том же районе В. К. Ротман (1958 г.) наблюдал сильно разрушенный купол кирпично-красных биотито-амфиболовых дацитов. Амфибол в этих породах является базальтической роговой обманкой. Экструзивный купол рассечен дайками роговообманковых андезитов и дацитов. Интересны изменения вмещающих пород у экструзивного купола Диана. Он окаймлен широким кольцом (до 100 *м* и более) белых каолинитовых и алунитовых кварцитов, содержащих во внутренней зоне, вблизи контакта с экструзивными породами, диаспор (М. М. Василевский).

Севернее, в истоках р. Быстрой Козыревской, группы липаритовых и липарито-дацитовых куполов ассоциируются с большими массами

http://jurassic.ru/

пемзовых туфов и игнимбритов. Некоторые экструзивы представляют собой иглы выпирания вдоль трещин, и в контактовых частях их сохранились текстуры выжимания вязкой магмы. Вокруг экструзивов располагаются большие массы гидротермально измененных пород (монокварциты, опалолиты, каолинитовые кварциты и др.). В более глубоко эродированных экструзивных куполах породы по структуре обнаруживают переход к гранит-порфирам, и у контактов подобных субвулканических интрузий проявляются пропилитовые изменения (Г. М. Власов, М. М. Василевский, 1958ж).

Крупные экструзивные тела слагают гору Шлен и Большую сопку в истоках р. Рассошиной, на западном склоне Срединного хребта (А. Ф. Марченко). Они состоят из светло-серых, пироксено-роговообманковых андезитов с порфировыми выделениями плагиоклаза, пироксена и роговой обманки и микролитовой основной массой. По наблюдениям А. Ф. Марченко, покровы нижнечетвертичных плато-базальтов обтекают эти экструзивы, что свидетельствует о их дочетвертичном возрасте.

Большое число экструзивов описано Ю. А. Новоселовым на Северном участке вулканической зоны, в бассейнах рек Тымлат, Караги и Кичиги среди осадочных олигоцен-нижнемиоценовых отложений и более молодых миоценовых вулканогенных пород. Площади выхода экструзивных куполов, имеющих в плане изометричные очертания, достигают 5—10 *км*^{2}. Экструзивные тела сложены роговообманковыми андезитами (гора Кигичиванай), гиперстеновыми андезито-дацитами (горы Каска, Двухвершинная, Уалавалана) и биотитовыми дацитами (возвышенность в истоках р. Линвиренваям). Структура большинства пород порфировая, основная масса в наиболее раскристаллизованных разновидностях микрогипидиоморфно-зернистая или призматически-зернистая. Вмещающие породы в большинстве экструзивных массивов сильно изменены гидротермальными процессами.

Общая петрографическая и петрохимическая характеристика неогеновых интрузивов

Чтобы дать более четкое представление об особенностях камчатских неоинтрузий, ниже приводится краткая петрографическая и петрохимическая характеристика главных типов третичных интрузивных пород Центральной Камчатки.

Диориты и габбро-диориты обычно представляют собой среднезернистые, иногда мелкозернистые, темно- или светло-серые, иногда зеленовато-серые породы. В отдельных массивах (гора Юрчик) проявляется полосчатость пород, для краевых фаций массивов характерна порфировидная структура.

Породы сложены плагиоклазом, пироксеном (моноклинным, в единичных случаях — ромбическим), амфиболом (обыкновенная роговая обманка), биотитом. Часто присутствует незначительное количество кварца и калинатрового полевого шпата. Как примеси встречаются: апатит, магнетит, сфен, циркон. Почти всегда наблюдаются вторичные изменения с новообразованиями актинолита, эпидота, хлорита, карбоната, серицита, цеолитов и сульфидов (пирит, иногда халькопирит). Содержание в породах плагиоклаза колеблется от 40 до 80%, чаще составляя 50—65%, темноцветных минералов от 10 до 50%, в более обычных случаях 20—30%. По минералогическому составу среди диоритов выделяются биотит-роговообманковые и биотит-пироксен-роговообманковые; последние часто являются переходными разновидностями к монцонитам. В породах наблюдаются структуры: габбровая, призматически-зернистая, порфировидная, панидиоморфно-зернистая, гипидиоморфно-зерни-

http://jurassic.ru/

стая. В разностях, содержащих калинатровый полевой шпат, появляется монцонитовая структура. Наиболее обычный размер зерен минералов в породах 1,5—2 *мм*.

Плагиоклаз в ядрах кристаллов обычно значительно более основной, чем на периферии. Средний состав плагиоклаза чаще № 45—50, в ядрах он нередко изменяется до № 60—70, в краевых зонах кристаллов — до № 30—20.

Химический состав диоритов и габбро-диоритов приведен в табл. 20.

Кварцевые диориты (и кварцевые диоритовые порфириты) — один из наиболее распространенных типов пород в неоинтрузивах Центрально-Камчатской зоны. В гранодиоритовых массивах кварцевые диориты часто слагают окраинные части, в диоритовых — центральные. Породы имеют светло-серую или серовато-зеленую окраску и среднезернистое или крупнозернистое сложение. В краевых частях массивов кварцевых диоритов появляются порфировидные структуры. Сложены кварцевые диориты плагиоклазом, калинатровым полевым шпатом, кварцем, моноклинным и ромбическим пироксеном, биотитом. Акцессорные минералы — апатит, сфен, циркон, магнетит, иногда турмалин. Вторичные изменения в кварцевых диоритах проявлены слабее, чем в диоритах и габбро-диоритах, однако в них всегда присутствуют актинолит, биотит, хлорит, эпидот, цоизит, серицит, карбонаты и альбит, а также сульфиды (пирит). Содержание плагиоклаза в породах колеблется от 40 до 80%, чаще составляет 50—60%, темноцветных минералов от 10 до 25%, чаще 10—15%, кварца 10—20% (до 30%). Очень сильно колеблется содержание калинатрового полевого шпата (от 2—3 до 15—18%). Породы, обогащенные калинатровым полевым шпатом, приближаются по составу к кварцевым монцонитам. По минералогическому составу среди кварцевых диоритов установлены разновидности: биотит-двупироксеновые, роговообманковые, пироксен-амфибол-биотитовые. Структура пород чаще гипидиоморфно-зернистая, порфировидная, иногда монцонитовая. Средняя крупность зерен в кварцевых диоритах больше, чем у диоритов и достигает 3—4 *мм*.

Плагиоклаз в ядрах кристаллов колеблется по составу от № 45 до № 75, в краевой зоне — от № 25 до № 45. Он обычно более свежий, чем в диоритах, но в отдельных случаях также изменен, особенно в центральной части кристаллов.

Химический состав кварцевых диоритов Центральной Камчатки приведен в табл. 21.

Сиенито-диориты, габбро-сиениты (монцониты), кварцевые монцониты. Все эти разновидности пород связаны тесными взаимопереходами и поэтому описываются совместно. К этой группе следует отнести и описывавшиеся прежними исследователями (Богданович, 1899) сиениты. Это темно-серые, зеленовато-серые, с розоватым оттенком, равномернозернистые или порфировидные породы, сложенные плагиоклазом, калинатровым полевым шпатом, иногда кварцем и темноцветными минералами — моноклинным пироксеном, амфиболом, биотитом. Акцессорные минералы: апатит, сфен, титаномагнетит. Породы обычно значительно изменены. Среди вторичных минералов установлены уралитовая роговая обманка, биотит, хлорит (пеннин), эпидот, серицит и часто пирит. Содержание плагиоклазов колеблется от 25—30 до 50%, калинатровых полевых шпатов от 18 до 35%, даже до 60—69%, темноцветных минералов от 5 до 20%; иногда содержится кварц в количествах до 20%. Структура пород монцонитовая и гипидиоморфно-зернистая. Сиенито-диориты, по данным М. А. Сухарева, являются породами, переходными от диоритов к монцонитам, и обладают гипидиоморфно-зернистой и участками монцони-

http://jurassic.ru/

Таблица 20

Химический состав диоритов и габбро-диоритов

№ п/п	Название породы и место взятия образца	Содержание, %													Сумма
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	SO_3	H_2O	П.п.п.	
30	Диоритовый порфирит; верховье р. Крюки	65,20	0,56	16,73	2,40	2,44	0,06	2,99	5,12	2,33	2,03	0,13	0,14	—	1,81	100,94
31	Диоритовый порфирит; южное побережье бухты Оссоры, в 3 *км* от берега	64,02	0,44	16,92	1,76	3,60	0,06	2,81	5,42	3,21	2,45	0,12	0,14	—	0,08	101,03
32	Диоритовый порфирит; верховье р. Крюки	62,76	0,54	19,66	3,07	1,73	0,06	3,12	5,01	2,27	0,96	0,16	0,07	—	3,48	102,89
33	Диоритовый порфирит; Озерновский массив	60,66	0,64	18,07	2,72	2,22	0,07	2,06	4,81	3,78	2,45	0,24	0,08	—	1,71	99,51
34	Диорит; левый приток р. Дранки, среднее течение	60,08	0,70	18,21	0,95	2,80	0,09	2,87	6,28	3,53	1,53	0,18	Нет	—	1,77	99,69
35	Диорит; массив горы Глиняной, в 7 *км* к югу от с. Коряки . . .	59,68	0,84	14,72	3,21	4,59	0,09	4,68	6,89	1,94	0,95	0,06	0,12	—	2,75	100,52
36	Диорит; верховье р. Кагнисин (приток р. Быстрой) в 6 *км* к ЮВ от горы Кагнисин	57,92	0,38	21,75	3,61	—	0,07	4,97	5,90	1,25	3,36	0,26	—	—	1,21	100,69
37	Диоритовый порфирит; месторождение Сухое	57,60	0,48	18,40	0,68	3,21	0,14	4,13	6,40	2,74	1,01	0,38	0,08	—	3,96	99,21

http://jurassic.ru/

38	Диоритовый порфирит; верховье р. Крюки	57,14	0,62	19,45	3,35	3,59	0,08	4,34	8,05	2,52	1,35	0,11	0,16	—	1,30	102,06
39	Габбро-диорит; истоки левого развилка р. Правой Кирганик	55,64	0,61	7,08	5,83	—	0,31	6,04	12,79	2,47	0,90	1,01	0,20	—	8,74	101,62
40	Габбро-диорит; русло р. Сухарики	55,60	0,85	20,65	2,25	2,06	0,04	5,03	5,70	3,10	3,15	0,14	0,03	—	0,86	99,46
41	Габбро-диорит; Ганальский хребет, реки Собачья, Исхалдыч	54,56	0,52	19,14	2,85	4,81	0,09	3,64	7,98	3,37	2,00	—	—	—	0,46	99,42
42	Габбро-диорит; верховье р. Крюки, ручей Надежный	54,52	0,59	20,34	4,32	3,73	0,12	4,57	7,84	2,20	0,31	0,13	0,16	—	2,62	101,45
43	Габбро-диорит; верховье р. Крюки, ручей Надежный	54,30	0,62	20,21	4,32	3,73	0,12	4,15	8,16	2,23	0,24	0,13	0,22	—	2,78	101,21
44	Габбро-диорит; верховье р. Крюки .	53,62	0,53	19,75	4,23	3,52	0,14	4,52	8,85	2,54	0,33	0,15	0,12	—	2,56	100,86
45	Габбро-диорит; Озерновский массив	51,44	0,76	20,16	3,61	4,66	0,03	4,55	9,28	2,76	0,39	0,22	0,32	—	0,86	99,04
46	Габбро; Ганальский хребет, реки Собачья, Исхалдыч	50,01	1,05	19,03	4,00	6,06	0,01	5,44	9,98	3,60	0,61	—	—	0,04	0,04	99,87
47	Горнблендит; правобережье р. Крутогоровой	46,32	0,77	12,22	7,51	4,16	0,06	14,26	12,30	0,56	0,71	0,15	0,10	—	1,34	100,46
48	Габбро; река Яковская, левый приток р. Камчатки	44,16	0,90	11,86	11,54	4,92	0,23	8,06	13,98	1,80	2,20	0,16	0,08	—	1,04	100,93

По данным Л. И. Лапшиной (30, 32, 38, 42, 43, 44), Ю. А. Новоселова (31), Я. Ш. Геворкяна (33, 45), Б. Т. Тишкова (34), С. Е. Апрелкова (35), М. М. Лебедева (36), И. Н. Ильченко (37, 39), В. Н. Бондаренко (40), Л. И. Тихомирова (41, 46), Я. В. Илечка (47), А. Ф. Марченко (48).

https://jurassic.ru/

Таблица 21

Химический состав кварцевых диоритов

№ п/п	Название породы и место взятия образца	Содержание, %														Сумма
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	SO_3	H_2O^-	H_2O^+	П.п.п.	
49	Биотито-кварцевый диорит; река Паратунка, гора Бархатная	66,77	0,35	13,20	6,30	1,05	0,03	2,49	4,00	2,58	2,54	—	—	0,40	—	0,68	100,39
50	Кварцевый диорит; левобережье р. Караги, в 30 *км* к СЗ от устья	65,76	0,84	16,65	0,60	2,89	0,04	1,65	3,96	5,31	1,97	0,18	0,02	—	—	0,90	100,77
51	Роговообманково-биотитовый кварцевый диорит; гора Начикинское Зеркальце . . .	63,95	0,35	17,40	2,38	1,44	0,05	3,22	3,18	3,09	3,15	—	—	0,46	1,38	—	100,05
52	Роговообманково-кварцевый диорит; бухта Ахомтен . . .	63,86	0,64	16,99	0,84	3,93	0,09	1,20	5,34	3,98	2,23	0,14	—	0,16	0,44	—	99,84
53	Пироксено-кварцевый диорит; верховья р. Сирочан	61,78	0,61	16,13	0,68	4,21	0,07	2,86	4,60	4,05	2,88	0,18	—	0,17	1,80	—	100,02
54	Пироксено-роговообманковый кварцевый диорит; бухта Большая Саранная	58,76	0,80	17,91	1,26	5,16	0,15	3,17	6,80	3,55	1,80	0,18	—	0,04	0,48	—	100,06
55	Пироксено-роговообманковый кварцевый диорит; гора Сучаган, бассейн р. Банной	57,26	0,75	17,21	4,97	3,33	0,07	3,06	5,82	3,96	2,51	—	—	0,18	—	1,47	100,59
56	Кварцевый диоритовый порфирит; участок Киноварный (дайка), р. Половинная . .	56,20	0,76	17,46	0,58	4,97	0,18	2,64	6,98	2,28	0,60	0,36	Нет	—	—	7,44	100,45

По данным Б. И. Пийпа (49, 51, 53, 55), В. Т. Дьяченко (50), К. В. Прохорова (52, 54), Л. И. Лапшиной (56).

товой структурами. В порфировидных разностях монцонитов структура участками микропегматитовая (Степанов, 1946).

Плагиоклаз меняется от № 57—70 в ядрах кристаллов до № 30—50 в краевых зонах. Обычно замещается с периферии зерен калинатровым полевым шпатом. Калинатровый полевой шпат представлен, по крайней мере в некоторых массивах монцонитов, анортоклазом.

Химический состав пород приведен в табл. 22.

Гранодиориты лишь изредка слагают самостоятельные массивы, чаще они развиты в центральных частях гранитоидных массивов и связаны с кварцевыми диоритами и монцонитами, слагающими окраины массивов, тесными взаимопереходами. Гранодиориты представляют собой светло-серые, полнокристаллические, иногда порфировидные породы, сложенные плагиоклазом, натровым полевым шпатом, кварцем, моноклинным и ромбическим пироксенами, амфиболом и биотитом. Минералы-примеси: магнетит, апатит, сфен, циркон. Содержание плагиоклаза 40—50%, калинатрового полевого шпата 15—25%, кварца 10—25%, темноцветных минералов 10—25%. Структура пород гипидиоморфно-зернистая с теми или иными отклонениями к монцонитовой. Структура основной массы в порфировидных разностях — микроаплитовая. Средний размер зерен минералов 2—3 *мм*. По минералогическому составу выделяются биотито-пироксеновые гранодиориты и роговообманковые гранодиориты. Из вторичных изменений проявлены: актинолитизация, эпидотизация, хлоритизация, серицитизация, карбонатизация и цеолитизация.

Плагиоклаз в ядрах кристаллов имеет состав № 30—48, в краевых зонах — № 27—35. Вторичные изменения плагиоклазов в гранодиоритах обычно проявлены слабее, чем в других породах. Наиболее распространенный тип изменений — карбонатизация, эпидотизация, серицитизация.

Химический состав гранодиоритов приводится в табл. 23.

Граниты встречаются главным образом в центральных частях интрузивных массивов. По материалам М. М. Лебедева и Я. В. Илечко, наблюдаются постепенные переходы от гранитов через плагиограниты к гранодиоритам и кварцевым диоритам. Граниты представляют собой серые, слегка желтоватые, среднезернистые, иногда порфировидные породы, сложенные плагиоклазом, калинатровым полевым шпатом, кварцем, амфиболом и биотитом; иногда встречается турмалин. Акцессорные минералы — сфен и апатит.

По минералогическому составу, текстурам и условиям залегания в описанной группе выделяются: 1) амфибол-биотитовые граниты с редкими зернами турмалина; плагиоклаз в этих породах резко преобладает над кварцем и калинатровым полевым шпатом; 2) биотитовые граниты; плагиоклаз в них количественно подчинен кварцу и калинатровому полевому шпату; 3) турмалиновые граниты, без других цветных минералов, с кварц-полевошпатовой частью, как у амфибол-биотитовых гранитов; 4) гранит-порфиры; 5) плагиогранит-порфиры; 6) плагиоаплиты; 7) кварцевые порфиры; последние две разновидности слагают дайковые тела. Структуры гранитов — гранитовая (с переходами к монцонитовой), порфировидная с микрогранитовой и микропойкилитовой (в гранит-порфирах) и фельзитовой (в кварцевых порфирах) структурами основной массы.

Калиевый полевой шпат в гранитах и их структурных разновидностях представлен пертитовым анортоклазом.

Химический состав гранитов приводится в табл. 24.

http://jurassic.ru/

Таблица 22

Химический состав неогеновых интрузивных пород (сиенито-диоритов, монцонитов, кварцевых монцонитов, сиенитов)

№ п/п	Название породы и место взятия образца	Содержание, %															Сумма
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	SO_3	H_2O^-	H_2O^+	BaO	П.п.п.	
57	Кварцевый монцонит; правый приток р. Ваняваям (левый приток р. Тымлат), в 19 *км* к востоку от горы Витаней	62,82	0,64	19,14	1,94	1,85	0,07	2,60	4,97	2,50	2,81	0,18	0,16	—	—	—	—	99,68
58	Монцонит; нижнее течение р. Вакинчиваям (левый приток р. Караги)	62,58	0,42	19,03	2,03	2,78	0,08	2,97	4,41	2,93	2,43	0,11	0,23	—	—	—	0,28	100,28
59	Кварцсодержащий монцонит; река Средняя Карымчина при слиянии с р. Правой Карымчиной	59,30	0,99	15,78	3,35	3,97	0,14	3,37	6,04	2,83	2,99	0,24	—	0,22	0,62	0,11	—	99,95
60	Кварцсодержащий монцонит; река Средняя Карымчина, при слиянии с р. Правой Карымчиной	59,10	0,80	16,61	3,57	3,44	0,11	3,08	6,18	3,10	2,89	—	—	0,16	1,02	—	—	100,06
61	Щелочноземельный сиенит; истоки р. Яковской, левый приток р. Камчатки, в 20 *км* к западу от с. Пущино	58,80	0,43	19,66	0,00	2,76	0,20	2,33	6,78	1,56	5,38	0,43	—	—	—	—	0,24	99,53

По данным Ю. А. Новоселова (57, 58), Н. Д. Соболева (59, 60), В. А. Ярмолюка (61).

https://jurassic.ru/

Химический состав неогеновых гранодиоритов

№ п/п	Название породы и место взятия образца	Содержание, %													Сумма
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	SO_3	H_2O^-	П.п.п.	
62	Гранодиорит; массив Озерновский	70,42	0,53	13,70	1,61	2,23	0,05	2,27	3,56	2,26	2,70	0,15	0,28	—	0,76	100,52
63	Гранодиорит; левый приток р. Паратунки	67,84	0,34	14,17	2,89	1,43	0,05	1,56	2,86	3,92	3,27	Следы	0,07	—	1,00	99,40
64	Гранодиорит; водораздел рек Караги и Тымлат, в 35 *км* к СЗ от устья р. Караги	66,04	0,20	17,79	0,29	2,38	0,09	2,42	5,56	4;17	0,90	0,16	—	—	0,32	100,32
65	Гранодиорит; водораздел рек Левый Кирганик (истоки) и р. Доброй, в 2,5 *км* к западу от высоты 1802 *м*	65,70	0,46	20,27	0,08	2,15	0,04	2,10	5,02	1,52	2,47	0,16	0,16	—	0,02	100,15
66	Гранодиорит; река Алкаваям (левый приток р. Караги), в 7 *км* от устья	64,60	0,71	18,10	2,29	1,46	0,08	2,60	5,01	2,70	2,30	0,13	0,17	—	0,75	100,90
67	Гранодиорит; гора Начикинское Зеркальце	63,96	0,35	17,40	2,38	1,44	0,05	3,22	3,18	3,09	3,15	0,22	—	0,46	1,38	100,28
68	Тоналит; Ганальский хребет, верховья р. Кижим	62,32	0,34	17,00	2,38	3,43	0,10	2,82	6,00	3,80	1,20	—	—	—	–	99,39
69	Тоналит(?); исток р. Правый Кирганик (р. Объезжая)	56,68	0,44	18,91	3,14	0,55	0,12	3,16	6,54	2,43	2,06	0,41	0,04	—	6,08	100,48

По данным М. И. Горяева (62, 65), С. Е. Апрелкова (63), Б. Т. Тишкова (64), Ю. А. Новоселова (66), Н. Д. Соболева (67), Л. И. Тихомирова (68), И. Н. Ильченко (69).

https://jurassic.ru/

Таблица 24

Химический состав неогеновых гранитов

№ п/п	Название породы и место взятия образца	Содержание, %															Сумма
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	SO_3	H_2O^-	H_2O^+	BaO	П.п.п.	
70	Биотитовый гранит; бухта Ахомтен	74,38	0,27	13,79	0,59	1,47	0,08	0,30	1,54	3,71	3,80	—	—	0,12	0,32	—	—	100,37
71	Гранит; истоки рек Капитанской и Крутогоровой	73,62	—	14,10	0,80	0,71	Следы	0,06	3,22	4,48	2,05	0,14	—	—	—	—	0,68	100,16
72	Гранодиорит; правобережье р. Ичи, р. Правой Самки, близ устья	68,48	0,50	15,64	3,30	2,58	0,05	1,22	3,48	3,67	2,20	0,49	Нет	—	—	—	1,46	100,49
73	Плагиогранит-порфир; Ганальский хребет, реки Собачья, Исхалдыч	72,80	0,38	11,05	0,76	1,68	0,26	0,81	4,54	3,41	3,00	—	—	0,02	—	—	1,86	100,57
74	Плагиоаплит; Ганальский хребет, реки Собачья, Исхалдыч . .	72,66	0,56	12,03	1,83	1,60	0,28	1,52	3,18	3,67	2,00	—	—	0,02	—	—	1,19	100,54
75	Гранит; река Озерная Камчатка	72,48	1,00	14,50	1,10	0,80	0,04	0,45	1,87	3,97	3,72	0,24	0,16	—	—	—	0,59	100,92
76	Биотито-роговообманковый гранит; бухта Ахомтен	70,20	0,35	14,79	0,62	2,37	0,09	0,91	2,68	3,97	3,15	0,07	—	0,12	0,73	—	—	100,05
77	Гранит; бухта Ахомтен	70,02	0,46	15,11	1,66	1,78	0,10	0,80	2,82	3,78	2,86	0,08	—	0,04	—	0,08	0,69	100,28
78	Гранит; верховье р. Панкоры, в 54 *км* от устья	69,98	0,40	16,22	1,36	1,39	Нет	0,59	2,84	3,96	2,80	0,47	0,09	—	—	—	0,16	100,26
79	Гранит (гранодиорит); восточный склон горы Бараба	66,12	0,25	18,24	1,79	1,19	0,14	1,37	5,26	4,93	1,43	0,09	Нет	—	—	—	0,54	101,35

По данным К. В. Прохорова (70, 76), Я. В. Илечка (71), Ю. В. Макарова (72), Л. И. Тихомирова (73, 74), А. Ф. Марченко (75), В. Я. Степанова (77), В. П. Дьяченко (78), М. И. Горяева (79).

https://jurassic.ru/

Многие особенности молодых интрузий Камчатки сближают их с неоинтрузиями Малого Кавказа и Закавказья. На сходство этих пород было давно обращено внимание Д. С. Харкевичем (1940а) и В. Я. Степановым (1946). Общими для них являются: небольшие размеры выходов (от нескольких квадратных километров до нескольких десятков квадратных километров), неоднородность состава массивов, частое развитие монцонитовых структур, обычное участие в сложении пород резкозонарных плагиоклазов и анортоклаза и др. Интересно, что и металлогенические особенности Центральной Камчатки (в основном определяющиеся молодой магматической деятельностью) и некоторых районов Кавказа (например Армении, Грузии) поразительно сходны. И там, и здесь развит характерный комплекс металлов, включающий медь, свинец, цинк, золото, серебро, ртуть.

По мнению М. М. Василевского, можно провести аналогию неогеновых интрузий Центральной Камчатки с монцонитоидными интрузиями Северного Сихотэ-Алиня, описанными Э. П. Изохом в 1957, 1959 гг. Своеобразие северосихотэ-алиньских интрузивных пород, по Э. П. Изоху, обусловлено не явлениями ассимиляции магмой вмещающих пород, а особенностями физико-химических условий ее кристаллизации в разломах — структурных швах на небольшой глубине от поверхности.

РЕЗУЛЬТАТЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД

При описании интрузивных пород Центральной Камчатки была сделана попытка разделения интрузий по возрастным группам. Разделение это основывается на данных о петрографическом составе интрузивных пород, взаимоотношениях их с вмещающими породами и является в некоторой степени условным.

Более действенный способ выяснения возраста интрузий — определение абсолютного возраста пород — лишь недавно стал применяться по отношению к камчатским интрузивам.

К настоящему времени в лабораториях ВНИИ-1 и ИГЕМ АН СССР сделано более 30 определений абсолютного возраста (преимущественно калиево-аргоновым методом) интрузивных пород южной части Срединного хребта (табл. 25). Возрастной диапазон по данным этих определений составляет 33—135 млн. лет.

На основании результатов исследования образцов Л. В. Фирсов (1962а) выделяет на Камчатке следующие четыре фазы внедрения интрузивных пород: 1) неогеновая (33—36 млн. лет), 2) палеогеновая (45—57 млн. лет), 3) позднемеловая (68—90 млн. лет), 4) раннемеловая, в конце раннего мела (132—140 млн. лет). Третью и четвертую фазы Л. В. Фирсов сопоставляет с одновременными интрузивными проявлениями в Яно-Колымской и Анюйско-Чукотской складчатых зонах, а первую и вторую фазы считает свойственными лишь Камчатке. Схема возрастных комплексов интрузивных пород, предложенная Л. В. Фирсовым, является вполне логичной, но сравнение полученных определений абсолютного возраста пород с геологическими условиями их залегания обнаруживает многочисленные противоречия.

Из табл. 25 видно, что большинство определений не согласуется с имеющимися геологическими данными. Так, для молодых гранитоидов, прорывающих палеонтологически охарактеризованные неогеновые отложения, в ряде случаев устанавливается возраст более 100 млн. лет (образцы 514, 515 и др.). Наоборот, для многих интрузивных пород, прорывающих лишь метаморфические породы и не встречающихся в интрузивном залегании среди более молодых — верхнемеловых и тре-

http://jurassic.ru/

Таблица 25

Результаты определения абсолютного возраста интрузивных пород Центральной Камчатки

Гнейсы, гнейсо-граниты, биотитовые, двуслюдяные и другие породы, встречающиеся лишь среди метаморфических образований				Меловые и неогеновые гранитоиды			
№ проб	Определен абсолютный возраст (в млн. лет)	Возраст по геологическим данным: предполагаемый геологический возраст	Возраст по геологическим данным: абсолютный возраст по взаимоотношению с вмещающими породами (в млн. лет)	№ проб	Определен абсолютный возраст (в млн. лет)	Возраст по геологическим данным: предполагаемый геологический возраст	Возраст по геологическим данным: абсолютный возраст по взаимоотношению с вмещающими породами (в млн. лет)
502	78	Pt — ?	Более 90	506	73	N — Cr_2 — ?	20—90
503	103	Pz — ?	„ 90	507	90	Cr_2	80—90
504	84	Pt — ?	„ 90	509	98	N — Cr_2 — ?	30—90
505	57	Pz — ?	„ 90	510	140*	N	20—90
508	71	Pt — ?	„ 90	511	33	N	20—30
517	52	Pt — ?	„ 90	512	87	N	20—30
518	68	Pt — ?	„ 90	513	150*	N	20—30
519	57	Pz — ?	„ 90	514	108	N	20—90(?)
520	70	Pz — ?	„ 90	515	106	N	20—60
522	132	Pt — ?	„ 90	516	47	N	30—90
523	85	Pz — ?	„ 90	521	55	N	20—30
524	68	Pt — ?	„ 90	527	45	N — Cr_2 — ?	20—90
525	135	Pt — ?	„ 90	528	79	Cr_2 — ?	80—90
526	36	Pt — ?	„ 90	529	50	N — Cr_2 — ?	20—90
528	79	Pt — ?	„ 90				

* Определения, требующие проверки.

тичных — пород, определяется возраст в 36; 52; 57; 68 млн. лет (образцы 505, 517—519, 524, 526 и др.). Это касается, в частности, гнейсов, гнейсо-гранитов, биотитовых гранитов, двуслюдяных лейкократовых гранитов, никогда не встречающихся вне полей метаморфических пород. Для некоторых образцов, представляющих собой один и тот же тип пород из одного интрузива, получены сильно расходящиеся цифры абсолютного возраста. Так, возраст образцов гранито-гнейсов, взятых из одного массива по р. Пымте, определен в 36; 52; 84 и 135 млн. лет (образцы 504, 517, 525, 526). Абсолютный возраст гнейсо-гранита (образец 508) определен меньший (71 млн. лет), чем гранодиоритов, прорывающих гранито-гнейсовый массив (образец 507—90 млн. лет).

Таким образом, полученные цифры абсолютного возраста камчатских интрузивов в большинстве случаев не определяют действительный возраст пород. Они, по-видимому, отражают время завершения определенных метаморфических процессов, нарушавших нормальные соотношения между калием и аргоном. Процессы эти, очевидно, были связаны с позднемеловой и третичной складчатостями и сопровождавшими их магматическими проявлениями. Эти процессы протекали с разной интенсивностью на различных участках территории, чем

http://jurassic.ru/

обусловлен широкий диапазон колебаний в определении возраста и искажение действительных возрастных соотношений между отдельными комплексами пород. Интересно, что в пределах Срединного Камчатского массива нормальное отношение $Ar^{40}:K^{40}$, по-видимому, смещалось в сторону его уменьшения, а в зоне меловых и третичных прогибов, наоборот, в сторону его увеличения.

Для того чтобы в дальнейшем можно было более полно использовать метод определения абсолютного возраста интрузивных пород, необходимо установить причины изменения отношения $Ar^{40}:K^{40}$ и направление этих изменений для различных случаев. С этой целью следует прежде всего провести определения абсолютного возраста пород другими методами (например по монациту) и выявить причины колебаний результатов определений в пределах массивов с точно установленным (по взаимоотношениям с вмещающими породами) возрастом.

ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ

В Западном Камчатском краевом прогибе магматические породы встречаются сравнительно редко. Небольшие массивы интрузивных и экструзивных пород приурочены преимущественно к выступам верхнего мела, а также к поднятым структурам третичных отложений и пересекающим их разломам. Лишь район мыса Утхолокского и северная часть прогиба (бассейны рек Паланы, Лесной, Шаманки) отличаются значительным развитием эффузивных и сопряженных с ними субвулканических интрузивных пород.

Выходы кислых эруптивных пород в бассейне р. Тигиль отмечал еще К. И. Богданович (1899), который называл эти породы трахитами и предполагал их залегание в форме лакколитов. Сейчас в северной половине Западного Камчатского прогиба известно более сотни небольших массивов разнообразных магматических пород, условия залегания, петрографический и химический состав которых еще недостаточно выяснены. Большинство из них представляет собой, по-видимому, экструзивные купола и небольшие субвулканические интрузивы, располагающиеся в виде цепочек вдоль разломов. По взаимоотношениям с вмещающими породами интрузивные и экструзивные породы Западной Камчатки можно, пока в значительной степени условно, разделить на верхнемеловые и неогеновые.

Верхнемеловые интрузивы

Ультраосновные интрузивы. В пределах Западной Камчатки ультраосновные интрузивы (главным образом серпентинизированные пироксениты) встречаются изредка среди вулканогенно-кремнистых пород ирунейской серии (мыс Омгон, хребет Пенсантайн). Эти выходы ультраосновных пород связаны, вероятно, с Западно-Камчатским гипербазитовым поясом, выделенным А. Ф. Михайловым (1955) и А. Е. Святловским (1960а). Второй, Восточно-Камчатский, пояс гипербазитов, по данным А. Ф. Михайлова, протягивается более чем на 1700 *км* от Анадырского залива до г. Петропавловска.

Наиболее отчетливо Западно-Камчатский ультрабазитовый пояс прослеживается севернее Камчатского перешейка, от Пекульнейских гор до мыса Тайгонос. К нему относятся ультрабазиты восточного берега Пенжинской губы, изученные А. Ф. Михайловым. Здесь выделяются следующие зоны распространения ультрабазитов: Понтонейская, Таловская, Маметчинская, Валижгенская и Тайгоноская (рис. 30).

http://jurassic.ru/

Понтонейская зона сложена основными и ультраосновными породами, приуроченными к Ганычаланскому выступу палеозойских пород. Интрузивные породы Понтонейских гор представлены преимущественно габброидами; ультрабазиты встречаются в подчиненном количестве. Обычно они слагают крупные дайкообразные тела, иногда прихотливо изгибающиеся. Тела вытянуты в северо-восточном направлении. Отдельные тела прослеживаются на протяжении 30 *км*. Ультраосновные породы Понтонейской зоны представлены сильно серпенти-

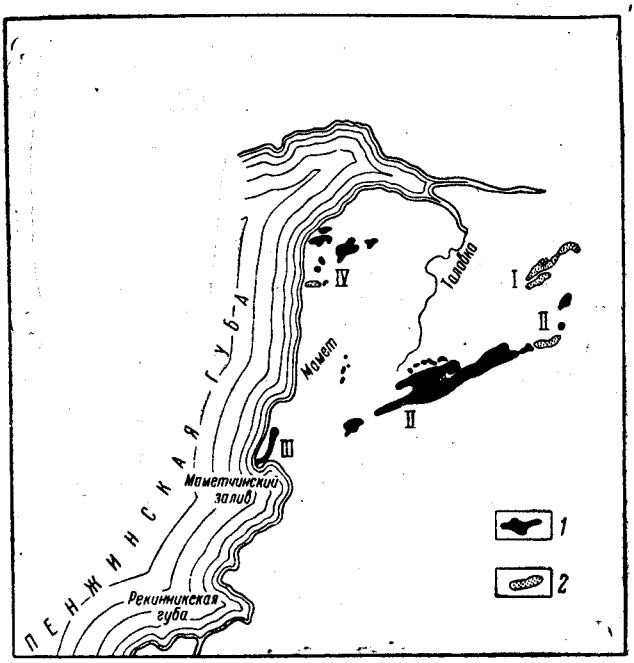


Рис. 30. Распределение основных и ультраосновных изверженных пород на восточном берегу Пенжинской губы. По А. Ф. Михайлову

1 — гипербазиты; *2* — габбро. Зоны: *I* — Понтонейская, *II* — Таловская, *III* — Маметчинская, *IV* — Валижгенская

низированными перидотитами. Химический состав их приведен в табл. 26 (анализы 80—82).

Таловская зона протяжением 110—115 *км* расположена на юго-запад от Понтонейской, к которой она кулисообразно причленяется. В зоне выделяются три массива (с северо-востока на юго-запад): Энычайваямский площадью 17 *км*^{2}, Куюльский — 350 *км*^{2} и Паклаваямский — 23 *км*^{2}.

Ультраосновные породы Таловской зоны залегают среди верхнепалеозойских и нижнемезозойских известняков, кварцитов, амфиболитов и других пород зеленокаменного комплекса, а также валанжинских и верхнемеловых, предположительно сеноманских, песчаников и алевролитов. Главная масса ультраосновных пород Таловской зоны представлена апоперидотитовыми серпентинитами. Из неизмененных ультрабазитов преобладают гарцбургиты, реже встречаются лерцолиты, верлиты, еще реже — дуниты и пироксениты. Химический состав ультраосновных пород Таловской зоны приведен в табл. 26 (анализы 83—88).

Маметчинская зона ультраосновных пород располагается на Маметчинском полуострове, где наблюдается дугообразно изогнутая и

http://jurassic.ru/

вытянутая в субмеридиональном направлении интрузивная залежь, по-видимому, представляющая собой часть крыла лополитообразного тела. Ультраосновные породы Маметчинского полуострова рвут и метаморфизуют песчаники и алевриты с белемнитами келловейского возраста. Интрузивная залежь сложена брекчированными ультраосновными породами, главным образом апогарцбургитовыми серпентинитами. Химический состав гипербазитов Маметчинской зоны характеризуется данными табл. 26 (анализы 89, 90).

Валижгенская зона приурочена к Валижгенскому поперечному поднятию, представляющему собой крупную антиклинальную структуру северо-западного простирания, которая причленяется перпендикулярно к простиранию Таловско-Майнского антиклинория в его юго-западной части. Структура осложнена более мелкими складками, а также сбросами, сбросо-сдвигами и надвигами.

Ультраосновные породы в Валижгенской зоне слагают пластообразные залежи с четко выраженным ритмическим строением. В основании ритма залегают брекчированные перидотиты, затем следуют брекчии ультраосновых пород с полимиктовыми обломками, заканчивается ритм серпентинитовыми песчаниками. Таких ритмов насчитывается местами до 10.

Изверженные породы, слагающие Валижгенскую зону ультрабазитов, в главной своей массе представлены перидотитами, в той или иной степени серпентинизированными. Здесь преобладают гарцбургиты, лерцолиты присутствуют в подчиненном количестве.

Химический состав ультраосновных пород Валижгенской зоны приведен в табл. 26 (анализы 91—96). Из других интрузивных пород в Валижгенской зоне отмечаются габбро и плагиограниты. Эти породы резко подчинены ультраосновным породам.

Габбро и диабазы среди верхнемеловых пород встречены по р. Воямполке, в районе Напанского выступа (К. М. Севостьянов), в хребте Гиляатыюн (П. А. Коваль) и на севере, по р. Энингваям (Г. И. Агальцов). Они образуют пластовые залежи, сложные дайки, штоки размером в первые сотни метров. Как диабазы, так и габбро сильно изменены постмагматическими процессами.

Диабазы Напанского выступа представляют собой массивные, зеленовато-серые порфировые породы, иногда с шаровой отдельностью. Порода состоит из плагиоклаза, моноклинного пироксена, оливина, биотита, рудных минералов. Вторичные минералы — альбит, хлорит, серпентин.

Габбро слагают небольшой (около 0,7 $км^2$) штокообразный массив, расположенный в верховьях второго правого притока р. Кунун. Макроскопически габбро серые, среднезернистые, они обладают габбро-офитовой структурой и состоят из плагиоклаза (45—50%), моноклинного пироксена (15—20%), роговой обманки (30—35%).

Диабазы встречены в небольшом штоке в районе горы Гиляатыюн. Они также образуют дайки и жилы среди верхнемеловых пород в бассейне рек Верхней и Камаквэем. Массив диабазов имеет неправильную вытянутую форму и занимает площадь около 8 $км^2$. Центральная часть его сложена полнокристаллическими оливиновыми диабазами, периферические — плохо раскристаллизованными пикрит-диабазами и вариолитами. Породы состоят из моноклинного пироксена, плагиоклаза, оливина. В незначительном количестве присутствуют рудные минералы — магнетит, ильменит. Вторичные минералы представлены серицитом, хлоритом, карбонатом, серпентином, пренитом, цеолитами. Химический состав диабазов с горы Гиляатыюн (гора Пхын), по данным Е. П. Кленова, следующий (в %): SiO_2 48,58; TiO_2 0,78;

http://jurassic.ru/

Таблица 26

Химический состав ультраосновных интрузивных пород Понтонейской, Таловской, Маметчинской и Валижгенской зон

№ п/п	Название породы и место взятия образца	Содержание, %																				Сумма
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	SO_3	Cr_2O_3	NiO	CO_2	V_2O_5	S	H_2O^+	H_2O^-	As	
	Понтонейская зона																					
80	Пироксенит (диаллагит)	41,11	1,15	12,47	3,16	10,70	0,22	9,80	16,20	0,58	0,06	0,10	—	—	—	—	—	—	3,81	0,21	—	99,57
81	Апоперидотитовый серпентинит	38,64	0,09	1,38	6,56	2,00	0,12	36,20	0,54	1,02	0,40	0,25	—	—	—	—	—	—	12,32	0,68	—	100,20
82	Серпентинизированный полевошпатовый перидотит	37,60	0,14	12,46	4,53	7,44	0,06	24,20	4,16	0,70	0,10	0,30	—	—	—	—	—	—	6,30	2,02	—	100,91
	Таловская зона																					
83	Диаллагит	52,40	0,09	1,97	0,97	3,45	0,13	16,99	22,08	0,64	0,26	—	—	—	—	—	—	—	0,64	0,20	—	99,82
84	Пироксенит	52,27	0,07	2,10	0,97	4,20	0,11	20,12	17,64	0,11	0,11	—	—	0,32	0,06	0,05	0,05	—	1,26	0,08	—	99,52
85	Апогарцбургитовый серпентинит	40,70	0,06	1,84	5,38	2,25	0,08	36,43	1,12	0,07	0,06	—	—	0,37	0,25	0,57	0,04	0,05	10,60	0,66	—	100,53
86	Гарцбургит	39,30	0,05	1,42	5,11	2,58	0,12	37,75	0,60	0,14	Следы	0,03	—	0,46	0,16	—	0,02	0,02	11,40	0,76	—	99,92
87	Аподунитовый серпентинит	32,93	0,06	0,03	4,38	0,58	0,06	41,73	0,41	0,12	—	0,007	—	0,44	—	1,08	—	—	14,66	2,99	—	99,48
88	То же	33,26	0,08	0,15	4,17	0,19	0,06	42,74	0,29	0,00	0,00	0,009	—	0,19	—	1,39	—	—	14,72	2,74	—	99,94
	Маметчинская зона																					
89	Гарцбургит	38,90	0,04	1,64	5,02	5,15	0,14	35,29	0,77	0,30	—	—	0,14	0,48	0,28	0,72	—	0,83	9,97	1,06	—	100,73
90	Апоперидотитовый серпентинит	36,88	0,09	3,99	7,03	4,04	0,08	22,02	1,30	0,84	0,16	—	—	—	—	—	—	—	21,84	1,56	—	99,83
	Валижгенская зона																					
91	Бронзитит	55,50	—	1,11	4,61	3,16	0,17	32,99	1,46	0,08	—	—	—	0,40	—	—	—	—	0,67	0,22	—	100,37
92	Гарцбургит	41,92	0,04	2,11	3,02	4,09	0,14	36,90	0,54	0,51	Следы	—	0,07	0,52	0,28	0,45	Следы	0,40	8,33	0,70	8,02	100,04
93	Серпентинит	39,56	0,02	1,00	5,22	1,98	0,10	37,34	0,68	0,28	0,08	0,05	—	0,32	0,16	0,20	0,09	0,01	11,54	1,06	—	99,69
94	„	39,14	0,05	1,22	5,84	2,27	0,08	36,70	0,83	0,34	0,14	0,06	—	0,48	0,16	0,46	0,10	0,01	11,35	0,82	—	100,07
95	Гарцбургит	38,73	0,03	0,78	4,83	3,80	0,10	39,70	0,93	0,22	0,10	0,04	—	0,32	0,15	0,65	0,08	0,03	9,40	0,74	—	100,63
96	Аподунитовый серпентинит	35,10	0,04	1,55	4,11	6,20	0,21	36,16	0,51	0,05	0,05	—	1,84	0,40	0,24	1,17	Следы	0,03	11,80	0,72	0,22	99,73

По данным А. Ф. Михайлова (80—82, 87—91, 94, 95), Н. М. Кожемяка (83), И. Е. Заединова (84—86), Н. М. Янчук (92, 96), М. А. Перга-мента (93).

https://jurassic.ru/

Al_2O_3 15,54; Fe_2O_3 2,55; FeO 7,47; Mn 0,15; MgO 8,05; CaO 11,57; Na_2O 1,95; K_2O 1,26; P_2O_5 0,11; SO_3 0,23; п. п. п. — 2,16 (анализ 97).

Пластовый интрузив габбро отмечен Г. И. Агальцовым в песчано-аргиллитовой толще лесновской серии. Макроскопически это темные, оливково-зеленые, среднезернистые породы, заметно рассланцованные с видимыми вкрапленниками сульфидов. Структура их габбровая, породы состоят в основном из серицитизированного плагиоклаза, моноклинного и ромбического пироксена.

Верхнемеловой возраст диабазов и габбро определяется по взаимоотношению с вмещающими породами (интрузивные контакты с верхнемеловыми отложениями) и по присутствию их гальки в эоцен-палеоценовых конгломератах.

Диориты и диоритовые порфириты. Интрузивы этой группы на Западной Камчатке приурочены к полям развития верхнемеловых пород, главным образом ирунейской серии. Они образуют небольшие штокообразные тела, пластовые залежи, дайки, размеры которых измеряются десятками и первыми сотнями метров до 1—1,5 *км*. Контактовые изменения у интрузивов выражены неотчетливо, так как вмещающие породы совместно с прорывающими их интрузивами подверглись значительным зеленокаменным преобразованиям. Диоритовые порфириты, кроме самостоятельных тел, слагают краевые части более крупных интрузивов. Выходы верхнемеловых интрузивных пород известны на мысе Омгон, в районе Напанского выступа, у горы Ируней, в верховьях рек Правый Ахль и Коконен, на площади выхода меловых пород у р. Хайрюзовой.

На мысе Омгон диоритовые порфириты, значительно измененные гидротермальными процессами, прорывают породы омгонской толщи (сеноман — сенон). Контакты интрузивных пород с вмещающими их аргиллитами и песчаниками наклонены под углом 40—50°.

У горы Ируней Н. Е. Калинниковой описан штокообразный интрузив диоритов. Центральная часть массива сложена диоритами, а периферическая — диоритовыми порфиритами. Диориты зеленовато-серого цвета, среднезернистые с призматически-зернистой структурой. Они состоят из плагиоклаза, моноклинного пироксена и биотита. Из акцессорных минералов присутствуют магнетит и апатит, из вторичных — серицит, хлорит и роговая обманка.

Диориты, встреченные в верховьях р. Правый Ахль, слагают овальный шток площадью около 1 *км*^{2}. Это серые, среднезернистые породы с гипидиоморфно-зернистой или призматически-зернистой структурами. Состав пород — альбитизированный плагиоклаз, роговая обманка, биотит, небольшие количества моноклинного пироксена, кварца, апатита, рудных минералов.

С интрузиями диоритов и диорит-порфиритов генетически связаны пластовые и секущие дайки кварцевых диорит-порфиритов и кварцевые жилы.

Гранодиориты и сопровождающие их дайки диоритовых порфиритов описаны П. А. Ковалем в бассейне р. Пхын. Гранодиориты слагают штокообразное тело площадью около 0,5 *км*^{2}, прорывающее верхнемеловые породы и несогласно перекрытое эоцен-олигоценовыми отложениями. Это полнокристаллические породы с порфировидной структурой, состоящие в основном из кварца, калишпата, плагиоклаза и биотита.

Внедрение описанных гранитоидных интрузий происходило при ларамийской складчатости. Дотретичный возраст диоритов устанавливается по находкам К. М. Севостьянова их гальки в конгломератах палеоценового возраста.

http://jurassic.ru/

Неогеновые интрузивы

Габбро, диабазы неогенового возраста мало распространены на Западной Камчатке. Этими породами сложены в бассейне рек Утхолок и Напаны небольшие куполообразные массивы, поперечные размеры которых измеряются первыми единицами километров (Н. Е. Калинникова, С. Д. Веревкина, Г. А. Фисенко, К. М. Севостьянов). В Паланском районе дайки и субинтрузии габбро и габбро-диабазов описаны Г. И. Агальцовым среди вулканических пород кинкильской свиты (миоцен).

Габбро представляют собой полнокристаллические, среднезернистые либо мелкозернистые породы с габбровой структурой, состоящие преимущественно из плагиоклаза (лабрадор), авгита и небольшого количества ромбического пироксена. Диабазы имеют такой же состав, как габбро, и отличаются от них особенностями структуры. Г. А. Фисенко описал диабазы с характерной диабазовой структурой, содержащие, кроме плагиоклаза, пироксена и рудных минералов, крупные таблицы биотита.

Неогеновый, возможно предверхнемиоценовый, возраст габбро и диабазов доказывается залеганием их массивов (с интрузивными контактами) среди нижнесреднемиоценовых отложений. В более молодых породах интрузивные тела габбро и диабазов не наблюдались.

Гранитоидные интрузивы неогенового возраста в Западном Камчатском прогибе (исключая его крайнюю северную часть) пока неизвестны, но вероятно обнаружатся при дальнейших, более детальных работах. Об этом можно судить по большому развитию миоценовых гранитоидных интрузивов в соседней вулканической зоне Центральной Камчатки. Г. И. Агальцов в Паланском районе в 1958 г. наблюдал дайки и субинтрузивные тела диоритовых порфиритов, прорывающие миоценовые вулканические породы.

Щелочные породы составляют характерную группу неогеновых образований Западной Камчатки. Совместно со щелочными эффузивами, обычно залегающими в виде экструзивных тел, комплекс щелочных интрузивных пород представляет собой проявление в краевом прогибе Западной Камчатки магматизма платформенного характера. Выходы интрузивов и экструзивов щелочного состава сосредоточены на площадях поднятых структур (Напанский выступ, антиклинальные структуры в бассейнах рек Аманиной, Напаны). Однако, по материалам П. А. Коваля, щелочные магматические породы имеются и в некоторых синклинальных зонах (Калаваямская, Альгинская и другие синклинали). Заметна связь этих пород с дизъюнктивными нарушениями, выраженная линейным расположением интрузивов и экструзивов вдоль крупных разломов (К. М. Севостьянов, Г. А. Фисенко).

Группы щелочных интрузивов и сопровождающих их экструзивов отмечены в бассейнах рек Аманиной, Тигиля, Напаны, Ахль, Утхолок, на мысе Хайрюзова. Форма залегания их — малые интрузии, часто сложной формы, пластовые и секущие дайки, купола. Размеры тел щелочных пород незначительные: 0,5—1 *км* в поперечнике, редко до 6 *км*^{2}; для большинства массивов поперечные размеры составляют первые сотни метров. Выходы изверженных щелочных пород обычно проявляются в рельефе: ими сложены небольшие конические и куполовидные возвышенности, выделяющиеся на холмистой равнине прогиба. Контактовые изменения вмещающих пород выражены ороговикованием, иногда каолинизацией, нередко наблюдаются контактовые брекчии. Мощность контактовых зон редко превышает 3—5 *м*.

http://jurassic.ru/

Щелочные породы представлены широкой гаммой разновидностей, отличающихся как по составу, так и по структурным особенностям: сиенитами, монцонитами, ийолит-уртитами, шонкинитами, тешенитами, тефритами, трахитами, кринанитами, разнообразными сиенитовыми лампрофирами, трахидолеритами и трахибазальтами. Минералогические и химические составы этих пород изучены плохо[1].

Сиениты отмечены И. Б. Плешаковым, Г. А. Фисенко и К. М. Севостьяновым в бассейнах нижнего и среднего течения рек Морошечной, Хайрюзовой, Утхолок, Аманиной. Г. И. Агальцов наблюдал шток сиенит-порфиров, прорывающий миоценовые базальты и туфобрекчии мыса Островного в Паланском районе.

Структура сиенитов панидиоморфно-зернистая. Состоят они главным образом из калишпата и плагиоклаза (50—70%); из темноцветных минералов присутствуют моноклинный пироксен и биотит, иногда заметны реликты оливина. Отмечаются фельдшпатоиды — анальцим (до 10%), либо содалит; в некоторых разностях имеется нефелин. Акцессорные минералы — апатит, сфен, вторичные—хлорит, серпентин, цеолиты. Химический состав пород представлен в табл. 27 (анализы 98, 99).

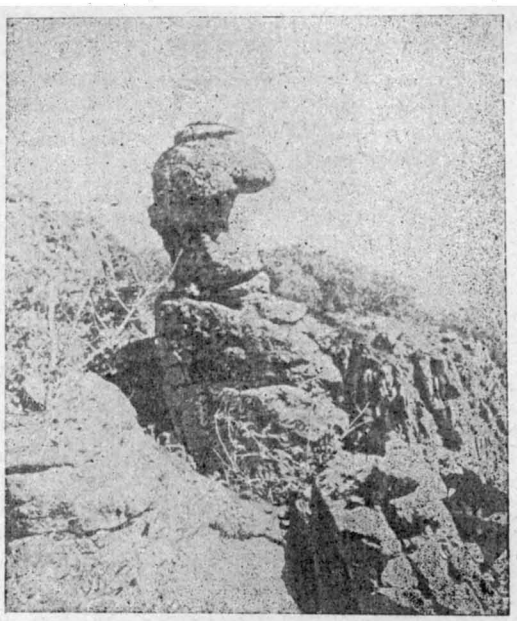


Рис. 31. Выход кринанитов на правом берегу реки Быстрой Хайрюзовской. Фото Н. Ф. Данилеско

Монциниты имеют монцонитовую структуру и состоят из калиевого полевого шпата (40%), основного плагиоклаза (около 10%) и темноцветных минералов (около 50% — моноклинный пироксен, оливин, биотит). Второстепенные минералы — апатит, сфен, магнетит; вторичные — хлорит, иддингсит, серицит.

Ийолит-уртиты описаны Д. Е. Саватеевым из коллекции К. М. Севостьянова (1953 г.). Породы обладают призматически-зернистой структурой. Состоят они из нефелина (около 35—40%), биотита (15—20%), анальцима (30—40%), небольшого количества моноклинного пироксена. Из акцессорных минералов отмечен апатит.

Шонкиниты, залегающие в виде даек или пластовых интрузий, наблюдались Е. П. Кленовым в 1959 г. на мысе Хайрюзова и в 1955 г. в Тигильском районе в верховьях р. Аманиной и на междуречье Тигиль — Аманина. Структура пород гипидиоморфно-зернистая, порфировидная. Они состоят из санидина, диопсида, оливина, биотита.

Породы, приближающиеся по составу к тешенитам, встречены в Тигильском районе Г. А. Фисенко в 1957 г. Минералогический состав их: измененный плагиоклаз, моноклинный пироксен, биотит, анальцим. Структура породы панидиоморфно-зернистая, призматически-зернистая, радиально-лучистая.

[1] Щелочные породы с нефелином описывались лишь из старых коллекций К. М. Севостьянова и других исследователей. В новых коллекциях эти породы отсутствуют. — *Прим. ред.*

http://jurassic.ru/

Тефриты (?), слагающие дайковые тела, описаны по р. Тигиль К. М. Севостьяновым в 1953 и 1955 гг. Они имеют призматически-зернистую либо порфировидную структуру и состоят из калиевого полевого шпата, плагиоклаза, моноклинного пироксена, псевдолейцита, реликтов оливина. Последний замещен хлоритом. Химический состав породы приведен в табл. 27 (анализ 100).

Трахиты, по описанию Е. П. Кленова и П. А. Коваля, залегают в виде куполов и являются, по-видимому, субвулканическими интрузиями. По Е. П. Кленову, псевдолейцитовыми трахитами сложена гора Белоголовая и ряд соседних безымянных возвышенностей. Из этих же пород состоят гора Кфиш (200,5 *м*) и несколько высот на правом берегу р. Правой Анавы, в верховьях р. Воямполки и в районе с. Морошечного. Купола трахитов имеются среди вулканических миоценовых пород в Паланском районе (Г. И. Агальцов). Возвышенности, сложенные трахитами, имеют характерную куполовидную форму. Площадь выходов псевдолейцитовых трахитов обычно составляет 0,4—0,6 *км*^{2} и лишь в районе с. Морошечного достигает 2,5 *км*^{2}. С вмещающими осадочными породами вивентекской свиты (средний миоцен) псевдолейцитовые трахиты, обнажающиеся в бассейне р. Тигиль, имеют интрузивные контакты. У контактов вмещающие породы обычно ороговикованы и брекчированы. На р. Анаве описаны интрузивные контакты псевдолейцитовых трахитов с верхнемиоценовыми породами (какертская свита).

Внешне лейцитовые трахиты представляют собой серые и коричневато-серые среднезернистые породы с крупными, беспорядочно ориентированными таблицами биотита. Структура пород гипидиоморфно-зернистая, пойкилитоподобная или порфировидная. Состоят они из санидина (до 60%), биотита (10—30%), псевдолейцита (до 30%), моноклинного пироксена (5—7%), оливина (5—7%) апатита, магнетита, ильменита. Иногда породы содержат полураскристаллизованное стекло. Из вторичных минералов присутствуют кварц, хлорит, иногда карбонаты. Химический состав трахита приведен в табл. 27 (анализ 101). Описанным породам П. А. Коваль и Д. А. Бабушкин дали в 1961 г. наименование сиенитовых лампрофиров.

Некоторые разновидности щелочных пород из коллекции П. А. Коваля (1960 г.) близки, по мнению М. Л. Гельмана, к селагитам.

Кринаниты описаны в 1959 г. П. А. Ковалем на левобережье рек Ахль и Белоголовой, а Н. Ф. Данилеско (в 1960 г.) — в бассейнах рек Быстрой и Тихой Хайрюзовской. Породы залегают в виде небольших вытянутых штоков (рис. 31). Внешне это темно-серые, зеленовато-серые, очень крепкие полнокристаллические, от мелкозернистых до крупнозернистых, породы. Под микроскопом в них устанавливаются офитовая, пойкилоофитовая, участками порфировидная структуры. Состав пород: плагиоклаз-лабрадор (45—60%), титан-авгит (15—20%), оливин (8—17%), калиевый полевой шпат (7—15%), биотит и роговая обманка (незначительное количество), анальцим. Из акцессорных минералов присутствуют апатит и рудные минералы (3—5%), из вторичных — цеолиты, серпентин, монтмориллонит, иддингсит, карбонаты, хлорит. По данным Е. П. Кленова и П. А. Коваля, породы имеют интрузивные контакты со среднемиоценовыми отложениями.

Трахидолериты и трахибазальты отмечены К. М. Севостьяновым в бассейне рек Рассошиной, Напаны, Тигиль, Аманиной, где они залегают в виде даек и штоков. Минералогический состав этих пород близок, они отличаются друг от друга главным образом структурными особенностями. Химический состав трахидолерита дается в табл. 27 (анализ 102).

http://jurassic.ru/

Таблица 27

Химический состав интрузивных щелочных пород

№ п/п	Название породы и место взятия образца	Содержание, %													Сумма
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	SO_3	П.п.п.	
98	Анальцимовый сиенит; вершина горы Тхиличен (левый приток р. Морошечной)	56,92	0,75	20,05	1,65	1,83	0,02	2,41	2,19	2,26	7,26	0,38	0,08	3,76	99,56
99	Сиенит; верховье р. Аманиной . . .	56,12	2,70	17,36	5,80	1,74	0,06	4,18	2,35	3,59	2,53	0,47	0,02	3,84	99,02
100	Сиенит; среднее течение р. Тигиль	54,76	2,80	18,59	4,77	2,06	0,09	5,04	2,35	3,65	3,97	0,41	0,20	4,28	100,91
101	Псевдолейцитовый трахит; гора Белоголовая	51,86	1,33	14,04	2,61	2,87	0,06	4,98	6,88	1,40	5,68	0,69	0,08	6,64	99,12
102	Трахидолерит лимбургитовый; верховье р. Аманиной	47,76	1,00	21,70	8,90	3,75	0,08	8,29	3,53	2,41	0,87	0,11	0,02	6,14	100,81

По данным П. А. Коваля (98), К. М. Севостьянова (99, 100, 102), Е. П. Кленова (101).

Таблица 28

Химический состав экструзивных пород

№ п/п	Название породы и место взятия образца	Содержание, %													Сумма
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	SO_3	П.п.п.	
103	Дацит; экструзив горы Морошечной	67,02	0,34	15,84	2,40	1,40	0,04	0,97	2,61	4,36	2,19	0,20	0,03	3,26	100,86
104	Андезит; правобережье р. Тигиль .	53,40	0,53	13,23	2,82	1,38	0,53	1,69	12,62	2,98	2,43	—	0,56	8,58	100,75

По данным Е. П. Кленова (103), Ю. А. Новоселова (104).

https://jurassic.ru/

Возрастное положение большей части щелочных пород определяется по активным контактам их с отложениями среднего миоцена. Верхний возрастной предел их не выяснен. Некоторые исследователи считают щелочные породы Западной Камчатки, без достаточных оснований, доверхнемиоценовыми. К. М. Севостьянов наблюдал интрузивные контакты щелочных пород с верхнемиоцен-плиоценовыми отложениями кавранской серии. Плиоценовый возраст, очевидно, имеют трахиты, так как П. А. Коваль описывает активные контакты этих пород с отложениями верхнего миоцена. Однако этим же исследователем отмечена галька трахитов в основании кавранской серии. Возможно, существуют разновозрастные интрузивы трахитов.

Экструзивные породы

В эту группу магматических пород включены нестратифицирующиеся вулканогенные образования, залегающие преимущественно в виде экструзивных куполов.

Экструзивные тела прорывают среднемиоценовые, иногда верхнемиоцен-плиоценовые отложения. Для них очень характерна куполовидная, иногда коническая, форма выходов (рис. 32). Размер куполов, хорошо выраженных в рельефе, от 1 до 20 *км*^{2} и более, иногда до 200 *км*^{2}. Контакты с вмещающими породами крутые (до 50°). Контактовые изменения большей частью выражены слабо; в отдельных же случаях мощность контактово- (и гидротермально) измененных пород достигает 40—200 *м* (Б. В. Стыриковичем). Вмещающие осадочные породы (вблизи экструзивов) обычно пронизаны прожилками кварца и карбоната.

Экструзивы долеритов и базальтов описаны Б. В. Стыриковичем и В. В. Маховым (в 1958 г.) в Тигильском районе, П. А. Ковалем в бассейне р. Белоголовой (в 1959 г.) и р. Ахль (в 1961 г.), А. В. Аксеновичем и др. (в 1955 г.) на левобережье р. Аманиной и на водоразделе рек Кокырто и Воямполка.

Базальты представляют собой темно-серые или черные породы с порфировой структурой. Основная масса их имеет интерсертальную, микродолеритовую или гиалопилитовую структуры. Вкрапленники представлены плагиоклазом, пироксенами, иногда оливином. Основная масса состоит из лейст или микролитов плагиоклаза, зерен моноклинного пироксена, рудного минерала и непостоянного количества стекла. Вторичные минералы — хлорит, серпентин, серицит, карбонат. П. А. Ковалем приводится следующий состав породы: плагиоклаз (до 60%), пироксен (12—25%), рудные и акцессорные минералы (до 10%). В центральных частях экструзивов базальты более раскристаллизованы и переходят в долериты. Состав долеритов (по В. В. Махову): плагиоклаз (50—65%), темноцветные и рудные минералы (30—40%), вторичные минералы — хлорит и серпентин (5%). Порфировые выделения представлены плагиоклазом и оливином. Структура основной массы долеритовая или микродиабазовая.

Андезиты, залегающие в виде экструзивных тел, описаны Б. В. Стыриковичем и В. В. Маховым в Тигильском районе, Н. Е. Калинниковой в бассейне р. Тихой, П. А. Ковалем в бассейне рек Ушх и Рассошиной.

Породы имеют серые и темно-серые тона окраски и порфировую структуру. Основная масса гиалопилитовая, интерсертальная и витрофировая. Состоят породы из того или иного количества стекла, среднего плагиоклаза, темноцветных минералов. Среди последних отмечены пироксен, биотит, роговая обманка, иногда оливин; породы с оливином по составу отклоняются к андезито-базальтам. Химический состав пород характеризуется анализом 104 в табл. 28.

http://jurassic.ru/

Наиболее распространены экструзивные тела роговообманковых андезитов, нередко переходящих в андезито-дациты. Роговообманковые андезиты имеют обычно светло-серую основную массу, на фоне которой резко выделяются длинные порфировые кристаллы роговой обманки. Помимо последней, во вкрапленниках присутствует моноклинный пироксен. Структура основной массы микролитовая; микролиты состоят из плагиоклаза среднего состава и моноклинного пироксена; присутствуют также апатит и рудный минерал, в некоторых разностях в основной массе имеется кварц. Микролиты сцементированы стеклом,

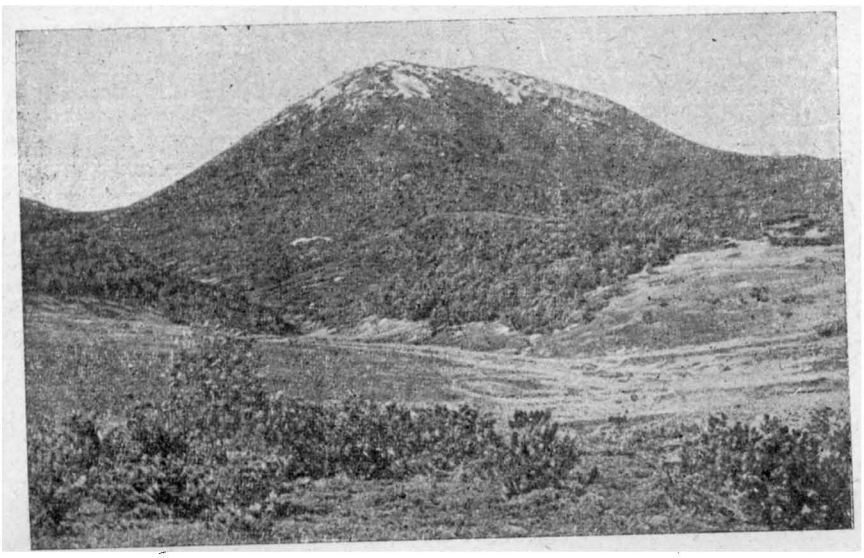


Рис. 32. Экструзивный купол (гора Иннэй). Фото Ю. М. Киршина

часть которого замещена хлоритом. Характерен лейкократовый облик андезитов: количество темноцветных минералов обычно меньше 10%.

Андезито-дациты и дациты представляют собой порфировые породы с микролитовой, фельзитовой, гиалопилитовой или пилотакситовой структурой основной массы. Последняя содержит микролиты плагиоклаза и моноклинного пироксена; обычно присутствует кварц или кристобалит. Акцессорные минералы — апатит и рудные. Во вкрапленниках наблюдаются плагиоклаз и роговая обманка, иногда пироксен (в андезито-дацитах).

Особенно многочисленны экструзивные купола кислых андезитов и дацитов в северной части Западного Камчатского прогиба (Паланский район). Купола залегают среди вулканогенных пород кинкильской свиты. Экструзивные купола облекаются большими массами туфобрекчий и различных пирокластических пород (пепловые, лапиллиевые и смешанные туфы). По-видимому, это пример ископаемой брекчиевой «мантии», обычно окружающей экструзивные купола (Пийп, 1941а; Набоко, 1961). Миоценовым куполам Паланского района присуща и вторая характерная особенность современных дацитовых и липаритовых куполов, именно — сильные гидротермальные изменения вмещающих пород. По Г. И. Агальцову, характер вулканической деятельности в миоцене сначала носил черты спокойных лавовых излияний покровного типа, чередующихся с туфовыми выбросами. В более поздние этапы магматические проявления имели характер мощных эксплозий

http://jurassic.ru/

кислого вулканического материала, сопровождающихся экструзиями вязких лав и внедрением даек того же состава.

Липариты, наблюдающиеся в экструзивных куполах, представляют собой светло-серые или белые породы с флюидальной текстурой и порфировой структурой. Во вкрапленниках присутствуют плагиоклаз, биотит, моноклинный пироксен и кварц. Основная масса с фельзитовой структурой состоит из плагиоклаза, калиевого полевого шпата и кварца.

Различными исследователями описываются среди неогеновых отложений у мыса Утхолок, на р. Крутой, в среднем течении р. Тигиль и в других районах прогиба многочисленные дайки разнообразных пород — пироксеновые и роговообманково-пироксеновые андезиты, порфириты, сиенит-порфиры и др. (Дьяков, 1936; Двали, 1939 и др.).

Несмотря на небольшие размеры массивов и ограниченное распространение, интрузивные породы Западной Камчатки заслуживают серьезного внимания и тщательного изучения в связи с ртутоносностью многих районов Западного Камчатского прогиба, особенно отчетливо проявляющейся там, где имеются крупные разломы и поднятые блоки верхнемеловых пород (реки Напана, Хайрюзова, Утхолок и др.).

С щелочными породами Западной Камчатки может быть связан характерный для подобного состава пород комплекс полезных ископаемых. Нефелиновые породы могут представить интерес как алюминиевое сырье.

ОСОБЕННОСТИ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД РАЗЛИЧНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЗОН КАМЧАТКИ

Различные тектонические условия Восточной, Центральной и Западной структурно-фациальных зон Камчатки отразились на характере магматических проявлений и составе магматических продуктов этих районов (рис. 33).

В Восточной Камчатке сравнительно мало магматических пород, большинство их сосредоточено на вулканических восточных полуостровах (Шипунском, Кроноцком, Камчатского Мыса, Озерном, Олюторском). В пределах крупнейшей антиклинальной структуры Восточной зоны — в Восточных хребтах — имеется лишь небольшое число незначительных по размеру гранитоидных интрузий, а вдоль разломов здесь местами протягиваются цепи мелких тел ультраосновных пород. Такая картина естественна для Восточно-Камчатской зоны, занимающей положение внешней невулканической (складчатой) дуги.

Центральная Камчатка имеет характер вулканической зоны, целиком сложенной магматическими породами. Вулканогенные толщи здесь обильно насыщены разновозрастными интрузивами, иногда достигающими значительных размеров. Эти особенности свойственны внутренним вулканическим дугам, к которым относится и Центрально-Камчатская вулканическая зона.

Западная Камчатка — область, почти лишенная интрузивных пород. Последние приурочиваются главным образом к разломам, ограничивающим внутренние поднятия и иногда разбивающим складчатые структуры на ряд блоков. Интрузивы здесь очень мелкие и часто имеют субвулканический характер. Такого типа магматические проявления нередко наблюдаются в краевых прогибах.

Не менее отчетливо различаются структурно-фациальные зоны Камчатки и по составу магматических продуктов.

Для Восточной Камчатки характерны основной (базальтовый) состав лав и основной или ультраосновной состав интрузивных пород

http://jurassic.ru/

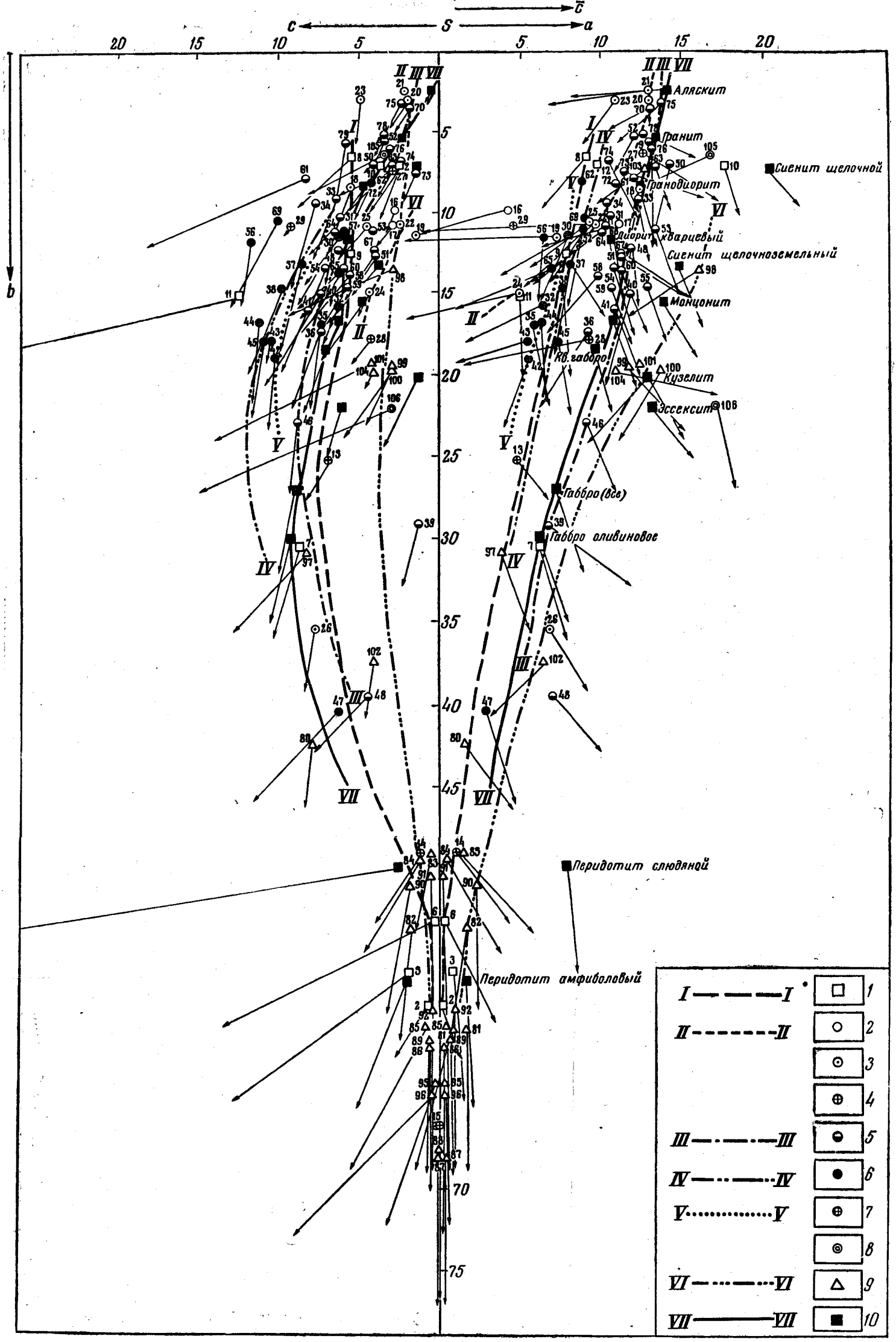


Рис. 33. Химические составы интрузивных пород Камчатки. По М. И. Попковой

1 — химический состав интрузивных пород Восточной Камчатки; *2—8* — то же для пород Центральной Камчатки (*2* — протерозойские, *3* — палеозойские, *4* — верхнемеловые, *5* — нижнемиоценовые, *6* — верхнемиоценовые, *7* — плиоценовые, *8* — камчатиты—ортоклазовые метасоматиты); *9* — то же для интрузивных пород Западной Камчатки; *10* — средние типы пород, по Дэли. Римские цифры — вариационные линии; номера на диаграмме соответствуют номерам анализов горных пород в табл. 14—28

Зак. 399

(габбро, диабазы, перидотиты, пироксениты и др.). Соответственно с этим и рудопроявления в зоне представлены металлами, характерными для основных и ультраосновных пород: медью, хромом, никелем, кобальтом, платиной, железом. В химическом составе пород обращает на себя внимание низкое содержание кремнезема, обедненность их щелочами и полевошпатовой известью, при значительном содержании магния и кальция. Все это согласуется с положением зоны Восточной Камчатки у Тихого океана, вблизи выклинивания сиалической оболочки материка.

Чтобы получить сравнимые данные для Центральной Камчатки, следует рассмотреть отдельно верхнемеловые — третичные и более древние интрузивные породы. Внедрению древних интрузивов Срединного Камчатского массива предшествовало накопление мощных терригенных толщ и образование процессами подводного вулканизма спилито-диабазовой формации. Главная интрузивная фаза проявилась внедрениями крупных массивов нормальных биотитовых гранитов. Более поздние внедрения представляют собой небольшие тела ультракислых гранитов, формирование которых сопровождалось сильной гидротермальной деятельностью, продолжавшейся и после завершения интрузивных процессов. Металлогеническое значение этой гидротермальной деятельности еще в достаточной степени не выяснено. С ней, видимо, связаны проявления золота, вольфрама, возможно, олова. Древние интрузивные породы Центральной Камчатки по их минералогическому и химическому составу имеют лейкократовый характер, отличаются пересыщенностью глиноземом, бедны магнием. По содержанию щелочей домезозойские интрузивные породы Центральной Камчатки занимают промежуточное положение между бедными щелочами породами Восточной Камчатки и обогащенными щелочами породами Западной Камчатки.

Преобладающий состав верхнемеловых и третичных эффузивных пород Центральной Камчатки андезитовый; в ранней стадии развития зоны господствовали трещинные излияния в подводной обстановке базальтовых лав, в поздней — субаэральные извержения кислых вулканических продуктов вулканами центрального типа и экструзии кислых лав с сопутствующей сильной газо-гидротермальной деятельностью. В истории вулканизма Центрально-Камчатской зоны выделяются три периода, отличавшихся сравнительно кислым составом вулканических продуктов: в самом начале миоцена (когда наряду с излияниями базальтов и андезитов сформировалась альбитофировая толща), в конце среднего миоцена и в конце плиоцена. Эти периоды совпадали с интрузивными фазами, намечающимися в раннем миоцене, в среднем миоцене и в позднем плиоцене. Примеры интрузий третьей фазы еще очень малочисленны, что может быть объяснено их малой эродированностью.

Трудности выделения разновозрастных молодых интрузий еще не преодолены, особенно большие затруднения вызывает отделение верхнемеловых интрузий. Намечается следующая петрографическая и петрохимическая характеристика молодых разновозрастных интрузий Центральной Камчатки.

Нижнемиоценовые интрузивы обычно наиболее крупные по размеру, многофазовые, с меняющимся петрографическим составом в пределах отдельных массивов от габбро-диоритов до нормальных гранитов. Очень часто породы характеризуются монцонитовой структурой. Для их химических составов характерны: повышенная щелочность, отсутствие пересыщенности глиноземом (за небольшим исключением, породы относятся к нормальному ряду), богатство магнием. Натрий обычно количественно преобладает над калием, но в метасоматически изме-

http://jurassic.ru/

ненных породах количество калия значительно превышает содержание натрия.

Верхнемиоценовые интрузивы обычно меньше по размеру, чем нижнемиоценовые; по петрографическому составу они стоят ближе к диоритам. Породы значительно обеднены по сравнению с вышеописанными, щелочами и магнием, сильно пересыщены глиноземом, содержат значительное количество полевошпатовой извести. Содержание натрия обычно превышает содержание калия.

Плиоценовые интрузивы, судя по немногим примерам, отличаются небольшими размерами и невыдержанным петрографическим составом, часто уклоняющимся от средних типов. Более всего распространены, видимо, породы составов диоритов (и диоритовых порфиритов). Содержание кремнезема в породах в общем ниже, чем в верхнемиоценовых, при этом соответственно увеличивается количество магния. Породы богаты полевошпатовой известью. В целом для составов молодых интрузивных пород Центральной Камчатки характерен «диоритовый фон», что согласуется с преимущественно андезитовым составом лав этой области.

Интрузивы Центральной Камчатки отличаются повышенным содержанием CaO, но меньшим по сравнению с одновозрастными породами Восточной Камчатки. Уменьшение содержания CaO — следствие удаления от наиболее активной орогенной зоны Тихого океана. В направлении с востока на запад в породах уменьшается также содержание MgO. В то же время приближение к платформенному массиву отмечается увеличением содержания в породах щелочей. Обогащение пород Центральной Камчатки щелочами проявляется как в эффузивных толщах, так и в интрузивных массивах. Сильная альбитизация и местами калиевое обогащение проявляется в верхнемеловой зеленокаменной толще и в нижнемиоценовой толще альбитофиров. Позднемагматический и раннегидротермальный калиевый метасоматоз характерен главным образом для раннемиоценовых интрузий. Намечается в общем уменьшение с течением времени содержания щелочей в верхнемеловых — третичных магматических породах, что указывает на вероятный первичный, а не заимствованный (при ассимиляции пород) их характер (Василевский, 1961; Ротман, 1960б).

На Западной Камчатке незначительное распространение имеют трещинные излияния основных, базальтовых лав, часто проявляющиеся в платформенных областях. Главной характерной чертой Западной Камчатки является довольно широкое распространение щелочных пород, что знаменует уже переход к платформенному магматизму. Щелочные породы Западной Камчатки имеют пестрый минералогический и химический состав и иногда приближаются к щелочноземельным сиенитам.

Металлогенические особенности щелочного комплекса Западной Камчатки еще не выяснены. Вдоль разломов, ограничивающих поднятые блоки верхнемеловых пород, здесь проявляется ртутная минерализация. Ртутные рудопроявления пространственно ассоциируются с ультраосновными породами вследствие приуроченности тех и других к общим тектоническим швам.

Ультраосновные породы Западного ультрабазитового пояса существенно не отличаются от таковых Восточного пояса. Возможно, судя по немногим имеющимся анализам, особенностью первых является преобладание натрия над калием, тогда как ультрабазитам Восточного пояса свойственны обратные соотношения. Среди лучше охарактеризованных химическими анализами ультраосновных пород Западной Камчатки выделяются по химическому составу две группы: 1) более

http://jurassic.ru/

кислые разности (№ 83, 84, 90, 91) с большим содержанием кальция и щелочей, с меньшим содержанием железа; 2) более основные разности пород с почти полным отсутствием кальция и небольшим количеством щелочей, обогащенные железом и магнием.

Таким образом, каждая структурно-фациальная зона Камчатки характеризуется свойственными ей особенностями интрузивных пород. Эти особенности закономерны и определяются строением земной коры и тектоническими условиями различных зон, главным образом их расположением по отношению к тектонически активной области Тихого океана с ее симатическим ложем. Вариационные линии, отражающие химические составы интрузивных пород Восточной, Центральной и Западной Камчатки, резко разграничены на диаграмме. Линия пород Восточной Камчатки занимает крайнее левое положение, линия пород Западной Камчатки — крайнее правое. Породы Центральной Камчатки располагаются на двух четко выделяющихся линиях, соответствующих двум главным возрастным группам неогеновых интрузий и занимающих промежуточное положение между линиями пород Западной и Восточной Камчатки.

Таким образом, важнейшие закономерности изменения химического состава интрузивных пород в пределах Камчатки следующие: 1) с востока на запад увеличивается содержание щелочей, 2) количество CaO и MgO, а также пересыщенность пород глиноземом уменьшаются в том же направлении.

СОВРЕМЕННЫЕ ВУЛКАНЫ И ГАЗО-ГИДРОТЕРМАЛЬНАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ

Описание вулканов

Камчатка, входящая в западное звено Тихоокеанского вулканического пояса, представляет собой область широкого развития четвертичного и современного вулканизма. В расположении вулканов Камчатки А. Н. Заварицкий (1955) выделяет ряды продольного северо-восточного и поперечного северо-западного направлений.

Вулканы на Камчатке приурочены к трем зонам: Срединному хребту, Центральной Камчатской депрессии и к Восточному вулканическому поясу. В Западной Камчатской равнине известно несколько проблематических, совершенно не изученных, вулканов (рис. 34).

Рассматривая связь четвертичных вулканических излияний с новейшими тектоническими движениями, А. Е. Святловский разделяет Камчатку на несколько районов, отличающихся длительностью происходивших в них тектонических поднятий, с которыми сопряжены вулканические излияния:

1) районы унаследованных новейших поднятий на домезозойском фундаменте — южная часть Срединного хребта;

2) районы унаследованных новейших поднятий на мезозойском фундаменте — Восточный Камчатский хребет, северная часть Срединного хребта;

3) районы новейших поднятий на третичном фундаменте — северная часть Срединного хребта;

4) районы наложенных четвертичных поднятий на фундаменте, сложенном третичными и четвертичными отложениями — Центральная Камчатская депрессия, Восточный вулканический пояс.

Наиболее длительные поднятия происходили в южной части Срединного хребта — древнего антиклинория, в осевой части которого выходит домезозойский складчатый фундамент. К этому району посте-

http://jurassic.ru/

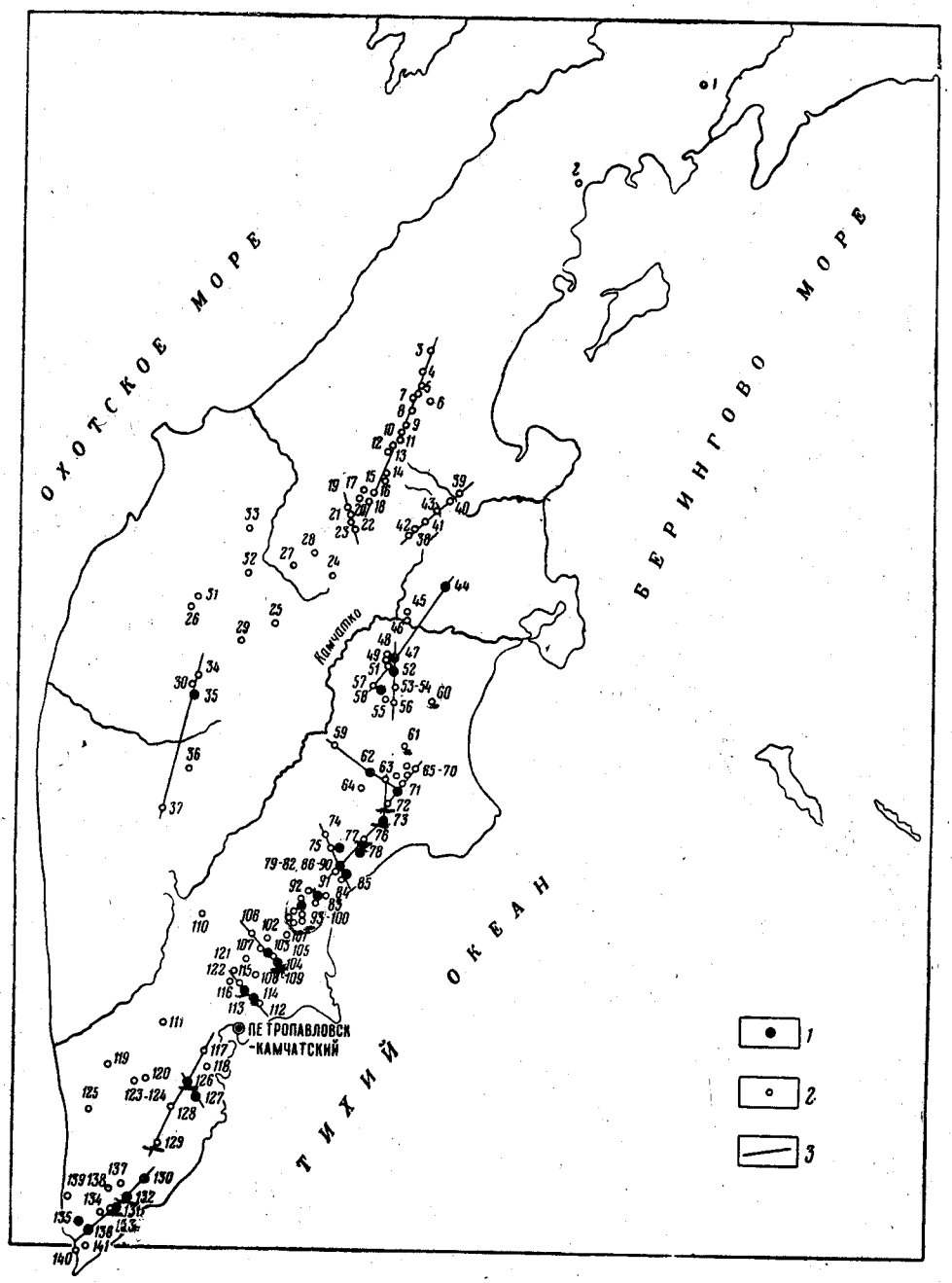


Рис. 34. Карта вулканов Камчатки. По С. И. Набоко

1 — действующие вулканы; *2* — потухшие вулканы; *3* — разломы, на которых располагаются вулканы Вулканы: *1* — Обручева, *2* — Красный Откос, *3* — в верховьях р. Хайлюли, *4* — в верховьях р. Кахтаны, *5* — Острый, *6* — Снеговой, *7* — вершина 2142 *м*, *8* — Снежный, *9* — Хувхойтун, *10* — Кевенейтунуп, *11* — в верховьях р. Левой Начики, *12* — в верховьях р. Воямполки, *13* — Алнгей, *14* — Айнелькан, *15* — Шишель, *16* — Межсопочный, *17* — Титила, *18* — Горного института, *19* — в верховьях р. Пирожниковой, *20* — Леутонгей, *21* — гора Медвежья, *22* — Терпук, *23* — Минчвеитен (Красная) и Кэбенэй, *24* — Алней, *25* — Анаун, *26* — Ленинградец, *27* — Большой Чекчебонай, *28* — Малый Чекчебонай, *29* — Чингейнгейн, *30* — Анегатан, *31* — гора Большая, *32* — Малый Кетепана, *33* — Большой Кетепана, *34* — Большой Паялпан, *35* — Ичинский, *36* — Левинсона-Лессинга, *37* — Ханхар, *38* — Орловка, *39* — Ложитц, *40* — Юрточный, *41* — Шероховатый, *42* — Кунхилок, *43* — Кыныпок, *44* — Шивелуч, *45* — Харчинский, *46* — Заречный, *47* — Ключевской, *48* — Средний, Крестовская сопка, *49* — Дальняя Плоская, Ушковская, *50* — Ближняя Плоская, *51* — Камень, *52* — Безымянный, *53* — Большая Зимина, *54* — Малая Зимина, *55* — Большая Удина, *56* — Малая Удина, *57* — Острый Толбачик, *58* — Плоский Толбачик, *59* — Кунчекла, *60* — Шиш, *61* — Тумрок, *62* — Кизимен, Щапинская сопка, *63* — Конради, *64* — Попутная, *65* — Гаврилова, *66* — Пийпа, *67* — Колхозный, *68* — Малый, *69* — Богачев-

http://jurassic.ru/

пенно приуроченялись более молодые пояса поднятий. В верхненеогеновое время общее поднятие охватило обширные территории Камчатки и площадные вулканические излияния образовали лавовые плоскогорья. Вслед за этим в центральной части Камчатки и в ее восточной и южной частях были образованы структурные троги (грабены) типа сбросо-синклинальных прогибов, местами несогласных с более древними складчатыми структурами. На дне этих трогов в четвертичное время происходило образование наложенных структурных поднятий, сопровождающееся вулканической деятельностью, продолжающейся доныне.

С наложенными четвертичными поднятиями связаны районы наиболее активной современной вулканической деятельности.

Вулканы Срединного хребта

Четвертичный вулканизм Срединного хребта развивался в двух отличающихся по своей структуре районах.

В южной части Срединного хребта, на площади древнего антиклинория, сложенного метаморфическими толщами, прорванными крупными интрузивами, проявлялась в доледниковое время вулканическая деятельность центрального типа, сопровождающаяся образованием крупных кальдер (вулканы Хангар и Левинсона-Лессинга).

В северной части Срединного хребта, сложенного более молодыми формациями, вулканическая деятельность была более интенсивной и имела площадной и центральный характер. Мощные излияния площадного типа на рубеже четвертичной эпохи образовали обширные базальтовые и андезито-базальтовые покровы, залегающие на выровненной поверхности, созданной в конце третичного времени. Ареальные извержения впоследствии сменились извержениями центрального типа. Начальный период извержений большинства вулканов характеризовался андезито-базальтовыми и андезитовыми лавами; на конечном этапе деятельности вулканов обычно приобретали значение кислые андезиты, липарито-дациты и их туфы.

Плотность вулканов в северной части Срединного хребта значительно превышает плотность в его южной части. В результате исследований последних лет в Срединном хребте открываются новые вулканы, которые остаются в большинстве случаев неизученными. Вулканы располагаются как на синклинальных, так и на антиклинальных древних структурах. Вулканическая активность была связана с мощными глыбовыми движениями поднимающегося Срединного хребта. В связи с общим перемещением активного вулканизма на Камчатке к востоку извержения в Срединном хребте к настоящему времени прекратились, и только вулкан Ичинский до сих пор находится в сольфатарном состоянии.

ский, *70* — Комарова, Заповедный, *71* — Гамчен, *72* — Шмидта, *73* — Кроноцкий, *74* — Унана, *75* — Таушиц, *76* — Крашенинникова, *77* — Узон, Горящий дол, *78* — Кихпиныч, *79* — Плоско-Кругленький, *80* — Восточный Бараний, *81* — Кулакова, *82* — Бурлящий, *83* — Малый Семячик, *84* — Большой Семячик, *85* — Центральный Семячик, *86* — Иванова, *87* — Проблематичный, *88* — Попкова, *89* — Прибрежный Северный, *90* — Прибрежный Южный, *91* — Березовый, Двойной, *92* — Ступенчатый бастион, *93* — Карымский, Сопка Березовая, *94* — Двор, *95* — Академии наук, *96* — Белянкина, *97* — Крайний, *98* — Однобокий, *99* — Соболиный, *100* — Сухой, *101* — Жупановские Востряки, Разваленный, *102* — Дитмара, Пирог, *103* — Дзензурский, *104* — Жупановский, *105* — Юрьевский, *106* — шлаковые конусы Жупановского перевала, *107* — Веер и другие шлаковые конусы у р. Восточной Авачи, *108* — Правый Тарбеевский, *109* — Заварицкого, *110* — Бакенин, *111* — Шапочка, *112* — Козельский, *113* — Авачинский, *114* — Корякский, *115* — Аак, Средний Мыс, *116* — Арик, Большой Средний Мыс, *117* — Бархатная сопка, *118* — Вилючик, *119* — Большая Ипелька, *120* — вулканы Толмачева дола, *121* — Правая Тарбеевская, Вершинная, *122* — купола хребта Ивулк, *123* — Опала, *124* — Усердис, *125* — Малая Ипелька, Кичуа, *126* — Горелый, *127* — Мутновский, *128* — Асача, *129* — Ходутка, Голыгина, *130* — Ксудач, Штюбеля, *131* — Келля, *132* — Желтовский, *133* — Ильинский, сопка Озерная, *134* — Дикий Гребень, *135* — Кошелева, *136* — Камбальный, *137* — Сахач сопка Беленькая, *138* — кальдера Призрак, *139* — Явинский, *140* — Машковцева, *141* — Монастырь

http://jurassic.ru/

Ниже приводятся краткие сведения о вулканах Срединного хребта (последовательно с севера на юг)[1].

1. Вулкан Обручева расположен на водоразделе рек Ольховой и Гататыгрынын. Представляет собой размытый конус с сохранившимся основанием и расчлененной вершиной, сложенный лавами и туфами роговообманково-пироксенового андезита. Возраст вулкана позднеогеновый или древнечетвертичный, доледниковый (Власов, 1956б).

2. Красный Откос находится между реками Валоваям и Белой. В настоящее время это крутосклонная куполовидная возвышенность, сложенная различно окрашенными гидротермально измененными вулканическими породами. Вулкан позднеогеновый или древнечетвертичный, доледниковый (Власов, 1956б).

3. Вулкан в верховьях р. Хайлюли. Конус с основанием в 5 *км*. На вершине разрушенный кратер диаметром 900 *м*. Конус с двух сторон охвачен полукольцевыми впадинами (Святловский, 1959).

4. Вулкан в верховьях р. Кахтаны. Шлаковый конус с основанием в 1 *км*, на вершине — кратер диаметром 400 *м*. Разрушен с юго-западной стороны, отсюда в долину р. Кахтаны спускается лавовый поток. Сложен андезито-базальтами. Образовался в послеледниковое время (Святловский, 1959).

5. Острый (абсолютная высота 2549 *м*) располагается на водоразделе Срединного хребта, в верховьях р. Левой Начики. Плоский вулкан с диаметром основания около 20 *км*. На вершине воронкообразный кратер диаметром 1 *км*, глубиной 100 *м*. От кратера радиально расходятся барранкосы. На склонах лавовые потоки. Деятельность вулкана закончилась в доледниковое время[2].

6. Снеговой (2172 *м*) находится севернее истоков р. Начики. Щитообразный вулкан, сложенный базальтовыми потоками. На восточном склоне имеется кратер, из которого поднимается небольшой конус. Диаметр основания вулкана 12 *км*.

7. Вершина «2142», на водоразделе Срединного хребта, в верховьях рек Жиловой и Правой Хайлюли. Конус поднимается с основания, имеющего форму щита и диаметр 4 *км*. На вершине конуса — круглый кратер диаметром 200 *м*. Лавовые потоки в верхней части конуса спускаются в троговые долины. Вулкан сложен базальтами. Лавовые потоки верхнего конуса образовались после древнего оледенения.

8. Снежный (2211 *м*), на водоразделе Срединного хребта, в верховьях рек Жиловой и Правой Хайлюли. Конус с кратером на вершине; диаметр кратера около 700 *м*. На склонах расположены три эксплозионные воронки. Около кратера имеются лавовые потоки, которые образовались после древнего оледенения.

9. Хувхойтун (2618 *м*), на водоразделе Срединного хребта, в верховьях рек Правой Начики и Правой Воямполки. На вершине кратера нет. На северном склоне — побочный конус с двойным кратером диаметром 1,5 *км*; в более крупном северном кратере располагается небольшой шлаковый конус. Излияния лав происходили в послеледниковое время.

10. Кевенейтунуп (2106 *м*), в водораздельной части Срединного хребта, между верховьями рек Правой Начики и Правой Воямполки. Вулканический массив покрыт мощным покровом льда. На вершине кратера нет.

11. Вулкан в верховьях р. Левой Начики. Крупный щитообразный вулкан. На восточном склоне — круглый побочный кратер диаметром около 2 *км*. Из центральной части кратера поднимается островерхий конус; на вершине кратера нет.

12. Вулкан в верховьях р. Воямполки. Конус с кратером на вершине и лавовыми потоками на склонах. Глубокие ущелья прорезают склоны вулкана. В цирках лежат ледники. На склоне вулкана — побочный шлаковый конус с кратером диаметром 100 *м*. Вулкан сложен базальтами.

13. Алнгей (1856 *м*), на западном склоне Срединного хребта в верховьях рек Воямполки и Уки. Крупный вулкан с диаметром основания 7 *км*. Кратер разрушен и превращен в ледниковый цирк. Глубокие ущелья прорезают склоны вулкана и лавовые покровы вулканического нагорья, на котором возвышается вулкан.

14. Айнелькан (1725 *м*), на водоразделе Срединного хребта. Базальтовый конус, покрытый льдами, без кратера на вершине. Северо-западные склоны заняты лавовыми потоками. В районе вулкана много шлаковых конусов с кратерами.

15. Шишель (1641 *м*), на водоразделе Срединного хребта, в верховьях рек Воямполки и Еловки. Базальтовый конус с кратером на вершине; диаметр кратера около 300 *м*. Западные склоны прорезаны ущельями, восточные покрыты лавовыми потоками.

16. Межсопочный (1184 *м*), у западного подножия Срединного хребта, в верховьях р. Воямполки. Конус с диаметром основания 4 *км*. На вершине неболь-

---

[1] Номера вулканов те же, что и на рис. 34.

[2] В случае отсутствия ссылки на литературу имеется в виду «Атлас вулканов СССР», составленный А. Е. Святловским (1959), с дополнениями из других источников.

http://jurassic.ru/

шой круглый кратер. Склоны покрыты свежими лавовыми потоками, спускающимися с вершины и из побочных кратеров. Образован в послеледниковое время.

17. Титила (1549 *м*), на западном склоне Срединного хребта, в верховьях р. Воямполки, на северо-западном берегу оз. Глубокого. Правильный плоский базальтовый конус с основанием в 10 *км*. На вершине два кратера диаметром до 250 *м*. На склонах шлаковые конусы с лавовыми потоками.

18. Вулкан Горного института (2024 *м*), на водоразделе Срединного хребта, к юго-востоку от оз. Глубокого. Крупный массив, на вершине два кратера, склоны прорезаны ущельями. На юго-восточном склоне в 3 *км* от кратера расположен побочный конус; от него по долине реки протянулся лавовый поток длиной 6 *км*. Другой небольшой побочный конус находится на северо-восточном склоне. Лавовые потоки имеют базальтовый состав. Извержения происходили после древнего оледенения.

19. Вулкан в верховьях р. Пирожниковой, вблизи вулкана Горного института. Вулкан с кратером на вершине диаметром около 700 *м*. Северо-восточный склон вулкана разрушен.

20. Леутонгей (1341 *м*), в верховьях р. Тигиль. Плоский вулкан с диаметром основания 10 *км*. На вершине — кратер диаметром 1 *км*. На склонах много шлаковых конусов и лавовых потоков.

21. Гора Медвежья (1114 *м*), в верховьях р. Тигиль. Купол диаметром 2 *км*, расположенный в вулканической депрессии.

22. Терпук (790 *м*), на западном склоне Срединного хребта, в верховьях р. Седанки, северо-западнее оз. Камонного (Седанкинского). Плоский щитовидный базальтовый вулкан. На склонах шлаковые конусы и лавовые потоки.

23. Минчвентен (Красная) и Кэбенэй (1529 *м*), в верховьях р. Седанки. Щитовидный вулкан, сложенный базальтами с небольшим шлаковым конусом на вершине и обширными потоками лав на склонах.

24. Алней (2581 *м*), в восточной части Срединного хребта, на вершине хребта Белого. Разрушенный вулкан, на восточном склоне которого имеются молодые базальтовые потоки. Вулкан доледниковый, возможно поздненеогеновый, базальтовые потоки послеледниковые.

25. Анаун (1828 *м*). Стратовулкан, возвышающийся на водоразделе Срединного хребта, в верховьях рек Хайрюзовой, Тигиль, Быстрой Козыревской. Расположен в кальдерообразной впадине диаметром 15 *км*. Дно кальдеры залито лавами Анауна. Стратовулкан имеет коническую форму с острой вершиной, прорезанной с северной стороны глубокими ущельями. На вершине — кратер, расширенный эрозией до эллипсоидальной формы. У подножия многочисленные побочные конусы. Самый крупный шлаковый конус Ульбукел у юго-западного склона. Лавы на склонах имеют базальтовый (SiO_2 47,70%) и андезитовый (SiO_2 55,61%) состав. У вершины — экструзив андезито-дацита с SiO_2 64,30% (Эрлих, 1960б).

26. Ленинградец, в междуречье Хайрюзовой и Тихой. На базальтовом плато выступают развалины крупного андезитового вулкана (Эрлих, 1960б).

27. Большой Чекчебонай, истоки р. Тигиль. Разрушенный вулканический массив, имеющий в плане подковообразную форму и размер в поперечнике более 10 *км* (возможно это кальдера). В. М. Никольский предполагает неогеновый возраст вулкана.

28. Малый Чекчебонай, истоки р. Тигиль. Плоский массив, представляющий собой щитовидный вулкан, расположенный на лавовом плоскогорье; сложен андезито-базальтами.

29. Чингейнгейн (1922 *м*), истоки р. Хайрюзовой. Разрушенный конус, сложенный андезитами и риолитами.

30. Анегатан, западная часть Срединного хребта, к северу от вулкана Ичи. Крупный щитовидный вулкан, возвышающийся на лавовом плоскогорье. Имеет кальдеру шириной 5 *км*. Сложен андезито-базальтами.

31. Гора Большая (1301 *м*), верховья р. Хайрюзовой. Щитовидный вулкан на лавовом плоскогорье. Сложен андезито-базальтами.

32. Малый Кетепана, истоки р. Хайрюзовой. Щитовидный вулкан на лавовом плоскогорье, сложенный андезито-базальтами.

33. Большой Кетепана, истоки р. Напаны. Щитовидный вулкан, сложенный андезито-базальтами.

34. Большой Паялпан, истоки р. Белоголовой. Плоский щитообразный андезито-базальтовый вулкан.

35. Ичинский (3900 *м*). Расположен на западном склоне Срединного хребта, в истоках рек Белоголовой, Морошечной, Сопочной. В кальдере, сложенной базальтами и андезито-базальтами, находится сомма-вулкан, образовавшийся в доледниковое время. Сомма сложена андезито-дацитами. На склонах соммы и у подножия вулкана много дацитовых куполов с потоками. Со дна соммы поднимается большой молодой конус. Вершина вулкана образована тремя куполами дацитового состава. Продукты извержения Ичи варьируют от базальтов до дацитов (SiO_2 от 46,82 до 72,98%). Вулкан находится в сольфатарном состоянии. Сольфатары расположены

http://jurassic.ru/

на северном склоне вершины и северо-восточном склоне соммы. Температура газов около 100°.

36. Левинсона-Лессинга. Находится на водоразделе рек Правой Богдановской и Озерновской Кирганикской. Представляет собой группу разобщенных высот. По Д. С. Харкевичу (1937), в первую фазу извергались базальты и андезито-базальты и образовался щитовой вулкан, во вторую фазу произошла экструзия андезитов (SiO_2 57,00%). По В. К. Ротману (1959), на месте предполагаемого вулкана моноклинально залегают плиоценовые туфобрекчии, переслаивающиеся с потоками лав и прорванные экструзивами роговообманковых андезитов.

37. Хангар (2000 *м*). Самый южный вулкан Срединного хребта, располагающийся в истоках рек Колпаковой, Крутогоровой и Облуковины. Скалистые гребни образуют кальдеру диаметром 10—12 *км*. В кальдере эксцентрично располагается разрушенный конус, расширенный кратер которого заполнен озером. Конус сложен гиперстеновым андезитом и более кислыми породами. В окрестностях вулкана наблюдаются отложения дацитовых пемз, покрывающие современный рельеф (Маренина, 1952).

Вулканы Центральной Камчатской депрессии

Центральная Камчатская депрессия образовалась в конце третичного и начале четвертичного периода на месте Центрального Камчатского прогиба. Одновременно с грабенообразным опусканием происходило поднятие цепи Кумроч и Тумрок, а также Срединного хребта. По А. Е. Святловскому, широкое развитие на площади депрессии еще в доледниковое время вулканической деятельности связано с формированием на дне депрессии локальных вулкано-тектонических поднятий. Из трещин север-северо-восточного направления происходили массовые излияния мегапорфировых базальтовых лав, в результате чего образовались пологие щитообразные сооружения — долы. В конце доледникового периода вулканизм принял характер центрального типа. На трещинах северо-западного направления начали формироваться стратовулканы — Дальняя Плоская сопка, Камень, Малая и Большая Удины, Малая и Большая Зимины, Острый и Плоский Толбачик и, возможно, Харчинский вулкан, на севере — Кунчекла (Пийп, 1956).

Во время первого оледенения вулканическая деятельность ослабевает. В результате деятельности ледников кратеры некоторых вулканов (Большая Зимина, Дальняя Плоская и др.) превратились в денудационные кальдеры. Вулканы Малая Зимина и Малая Удина подверглись сильному разрушению. Был рассечен сбросами и начал разрушаться восточный склон Камня.

В межледниковую эпоху продолжали извергаться вулканы Острый и Плоский Толбачики. Из трещин северо-восточного и северо-западного направлений на склонах Плоских сопок излилось большое количество потоков мегапорфирового базальта.

Бурная вулканическая деятельность развилась в послеледниковую эпоху. Из трещин северо-восточного и юго-западного направлений вулкана Толбачик изливались огромные массы лавы мезоплагиофирового базальта. Лавы залили конечные морены обоих оледенений. С этим периодом массового излияния лав связано оседание вершины Плоского Толбачика и превращение ее в обширную кальдеру. На дне кальдеры образовались лавовые озера гавайского типа; лавы частично переливались на склоны. Одновременно с началом послеледниковых излияний базальтов из Плоского Толбачика по трещинам север-северо-восточного направления происходили экструзии кислых андезитов и дацитов; на Большой Удиной и Малой Зиминой образовались купола Плотины, Безымянного. К этому времени приурочено зарождение Ключевской Сопки (Пийп, 1956).

Всего в Центральной Камчатской депрессии насчитывается 21 вулкан, из них четыре действующих — Ключевской, Плоский Толбачик, Шивелуч, Безымянный.

http://jurassic.ru/

По интенсивности вулканической деятельности Центральная Камчатская депрессия среди других районов Камчатки стоит в настоящее время на первом месте. Характер извержений вулканов в современную эпоху различен. Базальтовые вулканы Ключевской и Плоский Толбачик сходны с вулканом Этна, и извержения их происходят через вершинный кратер и боковые кратеры. Вулканы Шивелуч и Безымянный находятся в андезитовой стадии, извержения их близки к типам Мон-Пеле (Шивелуч) и Катмаи (Безымянный), характеризующимся экструзиями и раскаленными лавинами с образованием агломератовых толщ.

Ниже кратко описываются вулканы Центральной Камчатской депрессии.

38. Орловка, в верховьях р. Еловки. Изолированный массив, вытянутый в меридиональном направлении с усеченной плоской вершиной, в центральной части которой имеется понижение. Образован периклинально залегающими лавами и туфами, пересеченными радиальными дайками. Вулкан сложен оливиновыми и двупироксеновыми базальтами с содержанием SiO_2 50,78% (Меняйлов, Набоко, 1948).

39. Ложитц, верховья р. Еловки. Относительная высота 420 *м*. Изолированная возвышенность со сглаженными вершиной и склонами, покрытыми обломками трахиандезитовой лавы. Возможно, представляет собой одиночный экструзивный купол (Меняйлов, Набоко, 1948).

40. Юрточный (800 *м*), верховья р. Еловки. Изолированный удлиненный массив с конусообразной вершиной, расположенной на массиве эксцентрично. Относительная высота 600 *м*. В нижней части преобладают вулканогенно-обломочные породы, верхняя часть сложена роговообманковыми трахиандезитовыми лавами с содержанием SiO_2 63,56% (Меняйлов, Набоко, 1948).

41. Шероховатый (620 *м*), верховья р. Еловки. Короткий широкий лавовый поток с глыбовой поверхностью и полуокруглой впадиной в средней части лавового образования; возможно, это купол с потоком. Состав лав трахиандезитовый (Меняйлов, Набоко, 1948).

42. Кунхилок (660 *м*), в долине р. Кунхилок. Изолированный вытянутый массив с относительной высотой 400 *м*. Вершина и склоны покрыты осыпями обломков лавы. Представляет собой купол, сложенный лавами преимущественно трахиандезитового состава (Меняйлов, Набоко, 1948).

43. Кыныпок, в Верхне-Еловском районе. Изолированная конусообразная возвышенность с относительной высотой в 500 *м*. Представляет собой экструзивный купол, сложенный породами дацито-липаритового состава (SiO_2 73,05%) с кварцем и биотитом (Меняйлов, Набоко, 1948).

44. Шивелуч (3335 *м*). Расположен в северной части Камчатской депрессии, на левом берегу р. Камчатки. Вулкан представляет собой одиночный большой массив, разбитый сбросами на две части: северо-восточную высокую, сохранившую форму первоначального вулкана, и юго-западную опущенную, с большой денудационной кальдерой, к которой приурочены экструзивные купола последних извержений. На западном и южном склонах в юго-западной части массива имеются побочные купола. Первая фаза извержений Шивелуча характеризовалась взрывной деятельностью, во вторую фазу образовался стратовулкан. В дальнейшем благодаря опусканиям вдоль разломов сформировалась кальдера, в центре которой последующими извержениями образован малый конус. Позже произошли грабеноподобные опускания, в которых формировались экструзивы. Изменение продуктов извержений в общей эволюции вулкана шло от основных к более кислым, а в каждой из трех фаз от кислых к более основным. Вулкан сложен базальтами, андезито-базальтами и андезитами с колебанием содержания SiO_2 от 52,22 до 63,52%; в постройке вулкана преобладают андезиты. Лавы современных извержений имеют состав роговообманкового андезита (SiO_2 59,57%). Вулкан зародился в конце третичного времени. Извержения его происходили в 1793, 1854, 1879—1883, 1896—1897, 1925, 1930, 1944—1950 гг. Тип извержений близок к Мерапи и Мон-Пеле и выражается в экструзиях андезитов, сопровождающихся раскаленными каменными лавинами и раскаленными тучами (Меняйлов, 1955).

45. Харчинский. Находится на левом берегу р. Камчатки, против пос. Ключи. Представляет собой сложный массив, расчлененный глубокими оврагами на две части; вершинная часть зубчатая, скальная; склоны прорезаны барранкосами. Кратер разрушен, на дне его располагается возвышенность диаметром до 1,5 *км* и высотой 80 *м*, представляющая собой некк. От некка отходят дайки. На север от вулкана протягивается хребтик, состоящий из семи шлаковых конусов, разделяющих Харчинское озеро на две части. Харчинский массив представляет собой стратовулкан из периклинально залегающих мощных потоков лав и менее мощных слоев туфов. Среди

http://jurassic.ru/

лав преобладают оливино-авгитовые базальты (SiO_2 50,40%); некк и дайки сложены роговообманковым базальтом (SiO_2 51,80%); лава из побочных кратеров — оливиновый базальт. Прорыв побочных кратеров произошел в межледниковое время (Меняйлов, 1949а).

46. Заречный. Расположен на левом берегу р. Камчатки, рядом с Харчинским вулканом. В сомме размером 3×4 *км* с ровными, нетронутыми эрозией пологими склонами расположен конус с подковообразным кратером, имеющим в поперечнике около 1 *км*. Со дна кратера поднимается куполообразная возвышенность, возможно некк. Сомма вулкана сложена оливино-авгитовым базальтом (SiO_2 50,92%), конус в сомме — роговообманковым базальтом (Меняйлов, 1949а).

47. Ключевской (4850 *м*). Правильный конус на правом берегу р. Камчатки, возвышающийся на пьедестале более древних вулканов — Камень и Плоская сопка. Склоны конуса прорезаны эруптивными долинами, вершина его покрыта льдами. В нижней части конуса преобладают лавы, в верхней — рыхлый материал. У подножия и на склонах вулкана от 300 до 2000 *м* по радиусам и круговым линиям располагаются побочные шлаковые конусы, часто с лавовыми потоками и эксплозивные кратеры. Кратер на вершине имеет диаметр 600 *м* и глубину до 250 *м*. Конус сложен базальтами и андезито-базальтами с SiO_2 от 50,10 до 54,48%. Вулкан действующий, очень активный. Пароксизмальные извержения происходят через 19—32 года, межпароксизмальные — с интервалами от 1 года до 7—10 лет. Характерны извержения через побочные кратеры, чем Ключевской вулкан похож на Этну. Извержения через вершинный кратер преимущественно эксплозивные со стромболианским и вулканическим типом взрывов, боковые извержения — эффузивные.

В последние 30 лет извержения происходили через вершинный кратер в 1931, 1937, 1944—1945 гг., прорывы побочных кратеров на склонах — в 1932 г. (Туйла, Биокось и Киргурич), в 1938 г. (Билюкай, Тиранус, Третий, Козей), в 1945 г. (Заварицкого, Обручева, Левинсона-Лессинга и др.), в 1951 г. (Былинкиной), в 1953 г. (Белянкина), в 1956 г. (Вернадского и Крыжановского). Состав современных лав — от оливиновых базальтов до двупироксеновых андезито-базальтов с SiO_2 от 51,51 до 54,48% (Влодавец, 1941; Пийп, 1956).

48. Средний, Крестовская сопка (3020 *м*). Расположен в седловине между Ключевским и Плоским вулканами. Стратовулкан с периклинальным залеганием лав и туфов; внешне представляет собой усеченный конус с относительной высотой 400 *м*. Восточная часть вулкана несколько разрушена. Склоны покрыты осыпями обломков лавы. У гребня кратера имеются скалы агглютината[1], на склонах наблюдаются дайки. Вулкан сложен базальтами (SiO_2 50,65%). Возник после древнего оледенения (Влодавец, 1941; Пийп, 1956).

49. Дальняя Плоская, Ушковская сопка (3930 *м*). Юго-западная часть большого массива, к которому относится и Ключевская сопка. Куполообразный вулкан с плоской вершиной. На вершине обширная кальдера диаметром до 5 *км*. В юго-западной части кальдеры располагается двойной насыпной конус с двумя кратерами: больший из них имеет диаметр 1,5 *км*, меньший — 0,5 *км*. На склонах много побочных кратеров. Представляет собой лавовый вулкан типа Этны. Пирокластический материал в строении вулкана играет незначительную роль. Лавы имеют базальтовый и андезито-базальтовый состав. Конус с кратерами в кальдере образовался в послеледниковое время (Влодавец, 1941; Пийп, 1956).

50. Ближняя Плоская сопка (4030 *м*). Северо-восточная часть указанного выше массива. Вулкан имеет форму конуса с крутым восточным склоном, прорезанным большим ледниковым цирком. На склонах много побочных кратеров. Сложен лавами и туфами базальтового состава (SiO_2 51,62%). Пирокластический материал в строении вулкана играет значительную роль (Влодавец, 1941; Пийп, 1956).

51. Камень (4617 *м*). Расположен рядом с Ключевским вулканом. Большой конус с разрушенным восточным склоном, имеющим откос до 70° (рис. 35). Кратер на вершине не сохранился. У подножия более пологого западного склона вулкана расположены побочные кратеры. Типичный стратовулкан с периклинально залегающими слоями лавы и туфов. В строении вулкана большую роль играет рыхлый материал. Состав лавы — плагиоклазовые базальты (Влодавец, 1941; Пийп, 1956).

52. Безымянный. Находится в центре Ключевской группы вулканов. Сдвоенный вулканический массив, вытянутый в широтном направлении. Восточная часть массива представляет собой древний стратовулкан, увенчанный большим вершинным экструзивным куполом. Западная часть массива является более молодым стратовулканом. На склонах вулкана имеются экструзивные купола. Древний стратовулкан сложен андезито-дацитами (SiO_2 от 59 до 66%), более молодой — андезито-базальтами и андезитами (SiO_2 от 58 до 60%). Состав лав менялся во времени при формировании каждого стратовулкана от более основных к кислым, а в процессе всей жизни вулкана — от более кислых к более основным. Вулкан зародился в послеледниковый период и считался недействующим. В 1955—1956 гг. произошло извержение

[1] Спекшиеся обломки лавы.

http://jurassic.ru/

с катмайским типом взрыва. В результате взрыва вулкан был обезглавлен, в образовавшейся на вершине кальдере сформировался купол роговообманковых андезитов с SiO_2 58% (рис. 36). На склоне отложился мощный агломератовый поток (Богоявленская, 1957; Горшков, 1958б).

53. Большая Зимина (3081 *м*). Расположен в юго-восточной части Ключевского дола. Представляет собой вытянутый в северо-западном направлении массив. Имеет две вершины в кальдере, открытой на север, — Овальную и Острую (рис. 37). Верхняя часть вулкана покрыта льдом и с нее спускаются два ледника. Первоначально образовался конус стратовулкана с чередованием лав и мощных пластов туфобрекчий. После длительного покоя сформировалась кальдера. Впоследствии вдоль разлома северо-восточного направления происходили экструзии с образованием купо-

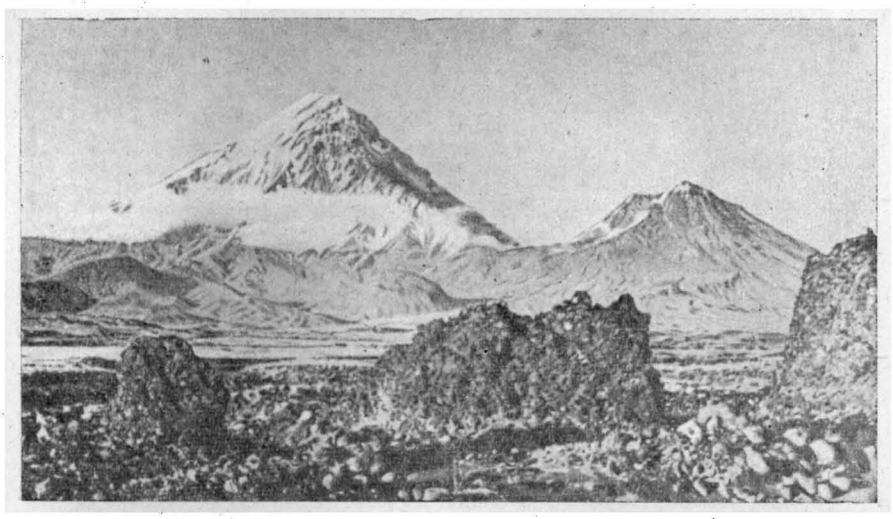


Рис. 35. Вулканы Камень (слева) и Безымянный. Снимок сделан до извержения вулкана Безымянного в 1955—1956 гг. Фото Ю. М. Киршина

лов. Древние лавы имеют состав оливиновых базальтов и андезито-базальтов. Выше залегают двупироксеновые андезиты. Купола сложены стекловатыми дацитами (Влодавец, 1941; Пийп, 1956).

54. Малая Зимина (2284 *м*). Восточная часть массива, вытянутого в северо-западном направлении. Разрушенный вулкан. Сохранились острые гребни, разделенные глубокими долинами. На вершине — скалистый пик, представляющий собой, возможно, жерловые заполнения. Сложен периклинально залегающими тонкими потоками лав и пластами туфобрекчий. Типичный стратовулкан типа Этны. Более древние лавы — оливиновые базальты (SiO_2 51,83%), более молодые — роговообманковые андезиты с SiO_2 58,08% (Влодавец, 1941; Пийп, 1956).

55. Большая Удина (2923 *м*). Имеет конусовидную форму. На вершине — кратер диаметром 400 *м* с сильно разрушенными стенками. Склоны прорезаны барранкосами, радиально расходящимися от вершины. У юго-западного склона находится купол, на юго-восточном склоне у подножия — три небольших купола. Стратовулкан сложен переслаивающимися пластами лавы незначительной мощности с более мощными слоями туфобрекчий. Конус состоит из оливинсодержащих базальтов (SiO_2 50,18%). Купола на склонах и у вершины сложены двупироксеновыми дацитами. Образование экструзивных куполов происходило в послеледниковое время (Влодавец, 1941; Пийп, 1956).

56. Малая Удина (1974 *м*). Находится юго-восточнее Большой Удины. Расположен на лавовом плато. Имеет вид конуса с острой вершиной. Кратер на вершине разрушен. Склоны прорезаны многочисленными барранкосами, расходящимися радиально от вершины. На южном и юго-западном склонах имеются побочные купола. Стратовулкан сложен андезито-базальтами. После длительного перерыва в послеледниковое время деятельность вулкана возобновилась экструзиями лав более кислого состава с образованием куполов (Влодавец, 1941; Пийп, 1956).

57. Острый Толбачик (3682 *м*). Стратовулкан, расположенный в юго-западной части Ключевского дола. Представляет собой массив с острой обледенелой вершиной и склонами, прорезанными глубокими барранкосами. На вершине кратера нет. Лавы (оливиновые плагиобазальты) чередуются с различной мощности пластами шлаков, брекчий и туфов. Напластования вулкана рассекаются дайками. У подножия

http://jurassic.ru/

находится несколько шлаковых конусов. Вулкан сложен плагиобазальтами с оливином (Влодавец, 1941; Пийп, 1956).

58. Плоский Толбачик (3000 *м*). Усеченный конус с широкой плоской вершиной до 4 *км* в поперечнике (рис. 38). В западной части вершины расположен кратер диаметром 2 *км*. Дно кратера покрыто волнистой лавой (рис. 39). Склоны

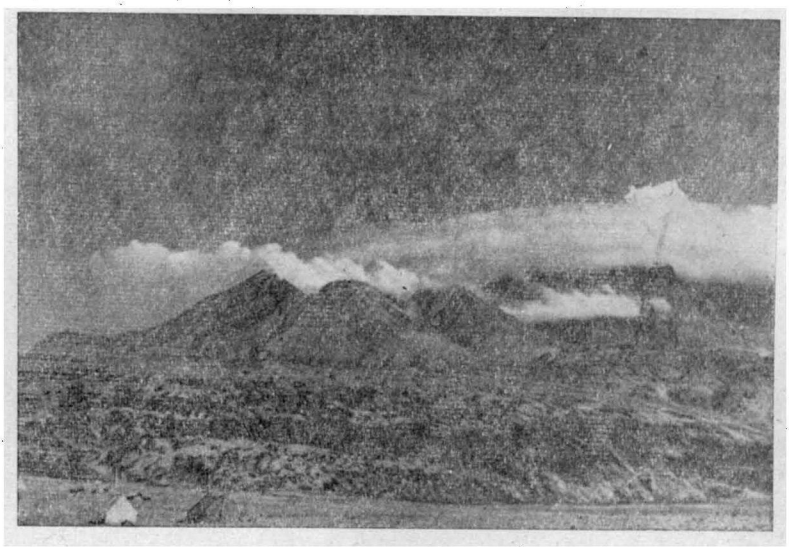


Рис. 36. Растущий экструзивный купол в кратере вулкана Безымянного. На переднем плане — агломератовый поток последнего извержения, вдали — вершина вулкана Камень. Фото О. Г. Борисова

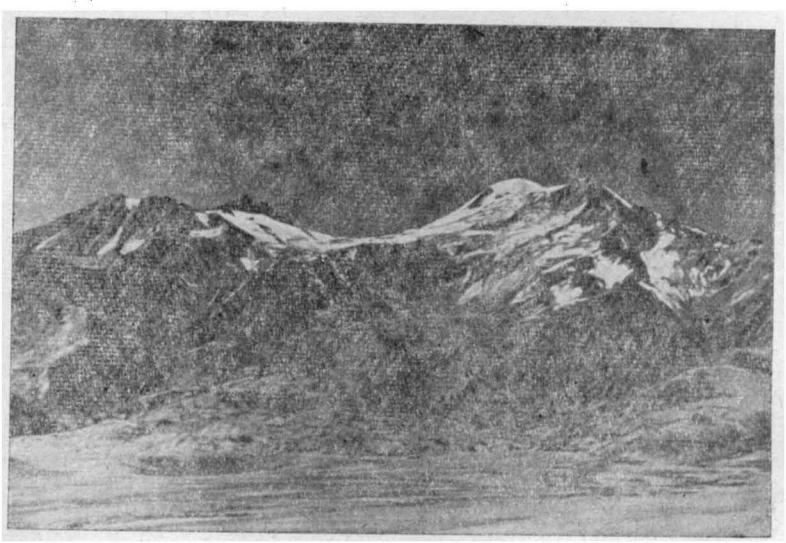


Рис. 37. Вулкан сопка Зимина. Слева — Острая вершина, справа — Овальная вершина; между ними — обрывы кальдеры с выходами алунитизированных пород. Фото О. Г. Борисова

вулкана прорезаны барранкосами. На южном и северо-восточном склонах вулкана много шлаковых конусов, воронок взрыва и эксплозионных рвов. Вулкан в доледниковый период представлял собой конический стратовулкан. В послеледниковое время образовалась кальдера оседания. В послекальдерный период лава заполняла кальдеру и извержения были близкими к гавайскому типу. Послеледниковые эксцентрические извержения носят черты трещинных излияний. Из трещин изливались жидкие

http://jurassic.ru/

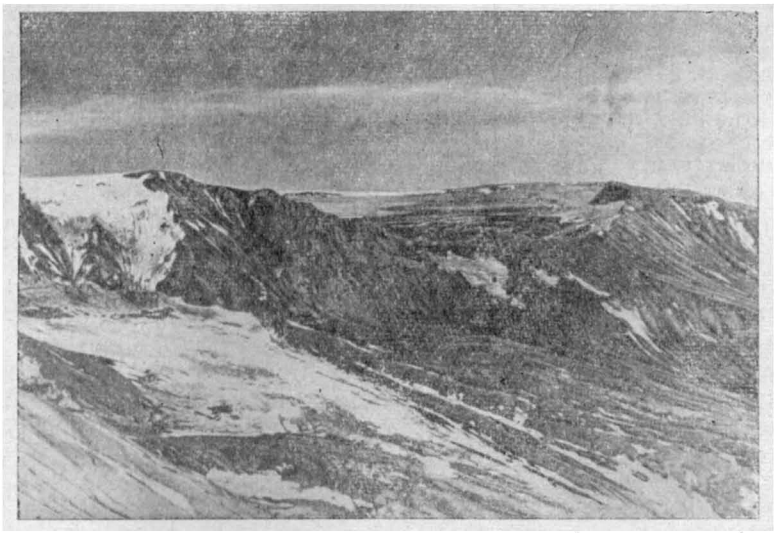


Рис. 38. Вулкан Плоский Толбачик (гавайского типа). Фото О. Г. Борисова

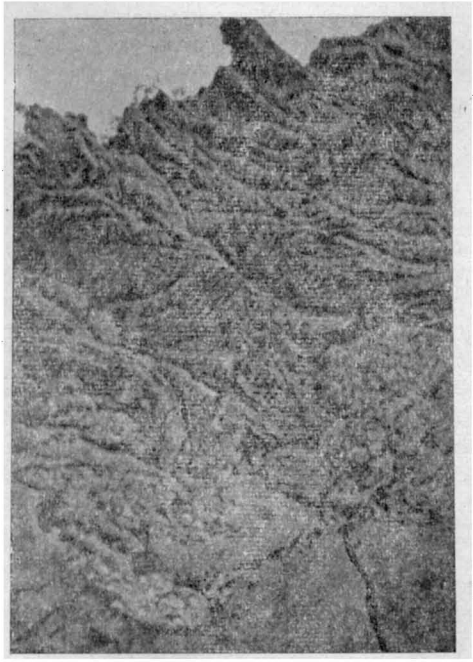


Рис. 39. Волнистая лава вулкана Плоского Толбачика. Фото Ю. С. Желубовского

http://jurassic.ru/

лавы, покрывшие площадь около 750 *км*² (общий объем лавы достигает 40 *км*³). Ранние излияния представлены авгитовыми базальтами и андезито-базальтами, более поздние — двупироксеновыми андезитами. Внутрикальдеровые лавы — гигантоплагиофировые базальты (SiO_2 50,29%). Послеледниковые лавы боковых извержений — преимущественно плагиофировые базальты, реже оливино-авгитовые базальты. Современные извержения дают оливино-авгитовые базальты (SiO_2 49,84—51,30%). Вулкан извергался в 1740, 1769, 1788—1790, 1793, 1904, 1931, 1939—1941, 1954 гг. Тип извержения промежуточный между гавайским и типом Этны (Влодавец, 1941; Пийп, 1956).

59. Кунчекла, на правом берегу р. Камчатки, южнее Ключевского дола. Сильно разрушенный вулкан. Сложен андезито-базальтами (SiO_2 57,22%). Восточные и западные склоны вулкана прорезаны долинами.

Вулканы Восточной Камчатки

Юго-восточнее Центральной Камчатской депрессии вдоль тихоокеанского побережья Камчатки протягивается Восточно-Камчатская активная вулканическая зона. К ней приурочено наибольшее количество вулканов, в том числе многие действующие. На севере продольный ряд вулканов начинается вулканом Шиш, возышающимся на вершине складчатого хребта Кумроч. Южнее находится большая группа вулканов, окружающая оз. Кроноцкое. В расположении последних А. Н. Заварицкий (1955), кроме продольных рядов, намечает и поперечный (Кизимен — Конради). Восточнее вулкана Конради проходит вулканический хребет север-северо-восточного направления, на котором расположен ряд вулканов, слившихся основаниями (Гамченская группа): Пийпа, Комарова, Гамчен, Заповедный, Малый, Колхозный. Еще южнее располагаются вулканы Кроноцкий, Крашенинникова и поперечный ряд вулканов Тауншиц — Узон — Кихпиныч.

От Большого Семячика на юг до группы Корякско-Авачинской в юго-западном направлении протягивается продольная полоса вулканов и два секущих ее поперечных ряда: вулканы Заварицкого — Дзензур — Юрьевский — Жупановский и вулканы Авачинский — Козельский — Корякский.

К юго-западу от ряда Авача — Коряка располагается вулкан Вилючик, а на север и северо-запад от него — группы риолитовых куполов. В южной части Камчатки намечается поперечный ряд вулканов: Мутновская сопка — Горелый хребет — Опала.

По А. Е. Святловскому, в начале четвертичного периода на Восточной Камчатке происходили массовые излияния базальтов с образованием лавовых покровов, которые легли на выровненную поверхность третичных отложений. В последующем развивалась интенсивная вулканическая деятельность центрального типа. В начальную стадию образованы крупные базальтовые вулканы, близкие к щитовым: Шиш, Тумрок, Ульяновский, Шмидта, Крашенинникова, Двор, Горелый, Ходутка, Келля, Желтовская сопка и др. Во вторую стадию сформировалась основная часть больших стратовулканов, заканчивающих цикл деятельности сильными взрывами, обезглавливающими вулкан, с образованием кальдер и накоплением мощных агломератовых толщ. В заключительную стадию извержения большинства вулканов происходили экструзии кислых лав.

Восточная Камчатка имеет наибольшую плотность вулканов. К настоящему времени здесь известно более 70 вулканов, из них 24 действующих. Современная фаза из извержений характеризуется преимущественно андезитовым составом лав и эксплозивным характером.

60. Шиш (2412 *м*). Располагается на водоразделе хребта Кумроч. Имеет вид острого скалистого конуса. По материалам Б. В. Ковалева, стратовулкан сложен лавами и туфами андезитового состава. Вблизи вершины расположены три экструзивных дацитовых купола. Возраст вулкана доледниковый.

http://jurassic.ru/

61. Тумрок (2092 *м*). Проблематичный вулкан на водоразделе одноименного хребта. Возможно, представляет собой участок вулканического плато, а не вулкан.

62. Кизимен, Щапинская сопка (2485 *м*). Одиночная конусовидная гора, прислоненная к хребту Тумрок. Вершина состоит из двух выступов, соединенных гребнем. На восточном выступе находится современный кратер, от которого на север спускаются лавовые потоки. Потоки сложены двупироксеновыми андезитами (SiO_2 55,69%), имеющиеся на склонах экструзивные купола — роговообманковыми андезитами (SiO_2 63,44%). Вулкан действующий. В декабре 1927 г. и в январе 1928 г. были сильные пепловые извержения из вершинного кратера. На северном склоне, в 400 *м* ниже вершины, находятся постоянно действующие фумаролы.

63. Конради (1893 *м*). Двойной конус в долине р. Лиственичной, в 25 *км* от Кронецкого озера. Западная вершина усеченная, восточная — острая. Склоны покрыты лавовыми потоками андезитового состава. Деятельность вулкана прекратилась в послеледниковое время.

64. Попутная. Изолированная возвышенность, по предположениям, вулканического происхождения.

65. Гаврилова. Небольшой конус, изрезанный барранкосами; на вершине конуса — кратер, открытый на запад.

66. Пийпа. Разрушенный вулкан. Кратер превращен в ледниковый кар, открытый к северо-востоку.

67. Колхозный (2150 *м*). Усеченный конус с кратером диаметром 400 *м*, глубиной 100 *м*. В кратере — озеро. По склону спускается лавовый поток, широко разлившийся у подножия.

68. Малый (1900 *м*). Вулкан, имеющий форму усеченного конуса, расположен в кальдерообразной впадине диаметром до 2 *км*. На вершине — кратер диаметром 50 *м*. Центральная часть кратера выполнена озером, в восточной имеются фумаролы.

69. Богачевский. Конусовидный вулкан без кратера. У подножия известны побочные купола.

70. Комарова, Заповедный (2070 *м*). Правильный конус с пологими склонами. К северу от вершины находится кратер в виде чаши шириной 300 *м* и глубиной 180 *м*. В юго-восточной части гребень прорван. На северо-восточном склоне расположена воронка взрыва диаметром 250 *м* и глубиной 50 *м*. На склонах вулкана видны базальтовые потоки. Вулкан действующий. Фумаролы располагаются в северной половине кратера, а также у северного подножия вулкана и в воронке взрыва на склоне.

71. Гамчен (2576 *м*). Находится на лавовом плоскогорье к северо-востоку от Кроноцкого озера. Большой сложный массив, состоящий из двух старых конусовидных вулканов и молодого активного конуса. На вершине северного конуса имеется разрушенный кратер диаметром 200 *м* и глубиной 50 *м*. У юго-восточного склона поднимается молодой усеченный конус с кратером на вершине диаметром 400 *м*, глубиной 200 *м*. У подножия кратерного конуса имеются купола. Северный конус сложен гиперстеновыми андезитами, южный — базальтами, молодой конус — базальтовыми шлаками; купола андезито-базальтовые. Все конусы образованы в послеледниковое время. Вулкан действующий. В кратере, в южной и западной частях, сосредоточены фумаролы с температурой до 80° (Устинова, 1954).

72. Шмидта. Расположен к востоку от Кроноцкого озера. Разрушенный вулкан щитообразной формы. У вершины с западной стороны находится большая эрозионная кальдера. Стратовулкан с периклинальным залеганием лав и туфов; состав лав — базальты (SiO_2 49,69%). В центральной части вулкана породы осветлены под влиянием фумарольной деятельности. Вулкан образовался в доледниковое время.

73. Кроноцкий (3528 *м*). Имеет вид правильного конуса, склоны которого прорезаны барранкосами с ледниками, образующими у вершины звездообразную шапку. Вершину купола увенчивает экструзия, заполнившая кратер. От вершины расходятся радиальные дайки. У подножия вулкана имеются побочные шлаковые конусы с лавовыми потоками, купола и воронки взрыва; здесь же наблюдаются мощные толщи игнимбритов. Состав лав вулкана варьирует от базальтов до андезитов (SiO_2 от 49,39 до 57,90%). Из побочных кратеров изливался базальт, вершинная экструзия сложена андезитами. Вулкан действующий: в 1923 г. наблюдалось усиление фумарольной деятельности (Гущенко, 1957).

74. Унана (2020 *м*). Разрушенный сомма-вулкан. Из соммы поднимается конус с зубчатой вершиной. На восточном склоне — кратер, в кратере — купол. Нижние части вулкана сложены плагиоклазовым базальтом, в верхней части обнажаются двупироксеновые андезиты. У подножия имеются горячие ключи.

75. Тауншиц (2353 *м*). Конус со скалистым гребнем на вершине. Северо-восточные склоны рассечены двумя глубокими барранкосами. На северо-восточном склоне — побочный конус. У подножия вулкана — купола, на северных склонах — лавовые потоки. Лава потоков — пироксеновый андезит. Конус вулкана создан извержениями в послеледниковое время.

76. Крашенинникова (1850 *м*). Два сросшихся конуса, расположенных в кальдере размером 9×12 *км*. Кальдера окружена скалистыми уступами. Относи-

http://jurassic.ru/

тельная высота южного конуса 800 *м*; на вершине конуса — кратер в поперечнике 750 *м* и глубиной 80 *м*, на дне — жерло диаметром 200 *м*. На склонах — побочные кратеры с лавовыми потоками. Северный конус сложного строения: кратер-сомма имеет в поперечнике 1,5 *км*, со дна ее поднимается конус высотой 50 *м* с эллипсоидальным кратером диаметром в 30 *м*. Основание соммы сложено андезитами, верхняя часть андезито-базальтовая. Андезито-базальтовый состав имеют и конусы. Лава побочных кратеров — андезитовая. На склоне известны отложения дацитовой пемзы. Вулканические конусы образовались после древнего оледенения, некоторые потоки очень свежие, что говорит о недавнем их извержении (Устинова, 1948а).

77. Узон, Горящий дол (1617 *м*). Вулкан-кальдера, находящийся к юго-западу от Кроноцкого озера. Размеры кальдеры 10×12 *км*. Склоны бывшего вулканического конуса сохранились в обрамлении кальдеры. На дне в западной части кальдеры находятся озеро, горячие источники и сольфатары, в восточной части — пемзовые холмы и массив Белая Гора. К северу от Белой Горы располагается мааровый кратер, заполненный озером. История образования вулкана сложная. На месте западной части кальдеры был стратовулкан, сложенный базальтами и андезито-базальтами (SiO_2 48,93—57,24%). На его склоне образовался побочный кратер, из которого изливались двупироксеновые андезиты. Гигантское извержение в послеледниковое время уничтожило вершину вулкана, в результате чего образовалась кальдера диаметром 6 *км* и в радиусе 50 *км* отложились толщи игнимбритов (SiO_2 62,23%). На восточной вершине и на дне кальдеры сформировались экструзии риолитов и дацитов (SiO_2 73,03%). Последнее сильное извержение вулкана было эксплозивным с образованием маарового кратера и накоплением вулканических продуктов андезитового состава. Современная деятельность сосредоточена в северной части кальдеры и проявляется сольфатарами с температурой 97—99°, грязевыми котлами, грязевыми вулканчиками, термальными источниками и горячими озерами (Пийп, 1937а).

78. Кихпиныч (1554 *м*). Сложный массив, вытянутый в северо-восточном направлении южнее Кроноцкого озера. Центральная часть массива является стратовулканом. В южной части массива расположена позднее образовавшаяся куполообразная возвышенность Белая Гора экструзивного характера. В северной части вулкана находится самый молодой шлаковый конус — Савича. Высота конуса 100 *м*, кратер имеет диаметр 70 *м* и глубину 30 *м*; по северному склону спускается лавовый поток. К западу от конуса Савича на лавовом потоке расположен побочный шлаковый конус. Стратовулкан сложен андезито-базальтами и их туфами, Белая Гора — гидротермально измененными алунитизированными и опализированными породами, конус Савича — андезито-базальтами (SiO_2 53,45%). Вулкан действующий. В кратере Савича имеются фумаролы с температурой газов до 80°. У подножия Белой Горы выходят сероводородные источники с температурой 20° (Устинова, 1948б; Набоко, 1954б).

79. Плоско-Кругленький (1140 *м*). Семячинская группа. Конусовидный вулкан. На вершине — кратер. Склоны изрезаны барранкосами. Вулкан сложен плагиоклазо-гиперстеновым базальтом с SiO_2 52,06% (Влодавец, 1958б).

80. Восточный Бараний (1427 *м*). Семячинская группа. Конусовидный вулкан, изрезанный узкими барранкосами. На склоне — желобообразный ров шириной 200 *м*. Сложен андезито-базальтами с SiO_2 57,75% (Влодавец, 1958б).

81. Кулакова (1226 *м*). Семячинская группа. Вытянутый в меридиональном направлении хребет с тремя вершинами, представляющими собой экструзивные купола. Сложен дацитами с SiO_2 66,50% (Влодавец, 1958б).

82. Бурлящий (1100 *м*). Семячинская группа. Действующий вулкан, представляющий собой пологую куполообразную возвышенность с чашеобразным углублением у вершины. Сложен лавами и туфами базальтового и андезито-базальтового состава (SiO_2 53,32%). На склоне имеются сольфатары (Влодавец, 1958б).

83. Малый Семячик (1553 *м*). Находится к юго-западу от Кроноцкого озера. Расположен в обширной кальдере. Представляет собой вулканический хребет длиной 3 *км* с тремя кратерами на вершине. Из них юго-западный — действующий. Он имеет ширину 500 *м* и глубину 170 *м*. На дне расположено озеро площадью 0,75 *км*^{2}. У подножия вулкана — несколько побочных шлаковых конусов с лавовыми потоками. Вулкан сложен базальтами, андезито-базальтами и их туфами (SiO_2 53,86%). Конус вулкана создан извержениями в послеледниковое время. Вулканические проявления на вулкане с течением времени перемещались в южном направлении. Вулкан действующий. В начале XIX в. произошло сильное извержение, сопровождавшееся обрушением вершины. В 1851, 1852, 1945—1946 и 1952 гг. были пепловые извержения (Влодавец, 1958б).

84. Большой Семячик (1720 *м*). Сильно разрушенный стратовулкан со скалистой зубчатой вершиной, находящийся вблизи берега Кроноцкого залива. На склонах имеется шесть глубоких цирков. Количество эксплозивных продуктов вулкана примерно в 2 раза больше, чем эффузивных. Вулкан сложен гиперстеновыми базальтами с SiO_2 50,64—51,82% (Влодавец, 1958б).

85. Центральный Семячик (1200 *м*). Разрушенный конусообразный вулкан с двумя кратерами на вершине. В постройке вулкана эксплозивных продуктов

http://jurassic.ru/

вдвое больше, чем эффузивных. На склонах — несколько куполов. Стратовулкан сложен базальтами (SiO_2 48,60—50,20%), купола — андезито-дацитами (SiO_2 63,28%). Современные фумаролы находятся в кратерах. На северном склоне много горячих ключей, грязевых котлов и горячих озер (Влодавец, 1958б).

86. Иванова. Семячинская группа. Куполовидная возвышенность с углом склона в 32°. Нижняя часть склона покрыта осыпями. Вулкан сложен андезито-базальтами с SiO_2 55,41% (Влодавец, 1958б).

87. Проблематичный (1100 *м*). Семячинская группа. Массив в виде дугообразного гребня, являющегося частью соммы. В сомме расположен купол. Вулкан формировался в результате чередующейся эффузивной деятельности. Заключительная эксплозия образовала мощную пирокластическую толщу. Состав лавы во времени менялся от базальта с SiO_2 53,30% до андезито-дацита с SiO_2 67,27% (Влодавец, 1958б).

88. Попкова (1250 *м*). Семячинская группа. Разрушенный вулкан сложного строения. В постройке вулкана туфобрекчий в 1,5 раза больше, чем лав. Пересечен вертикальными дайками. В северной части вулкана находится экструзивный купол. Вулкан сложен базальтами с SiO_2 52,68%, купол — дацитами с SiO_2 67,02% (Влодавец, 1958б).

89. Прибрежный Северный (580 *м*). Полуразрушенный базальтовый шлаковый конус на лавовом потоке, обращенный открытой стороной к океану.

90. Прибрежный Южный (685 *м*). Разрушенный базальтовый стратовулкан, представляющий собой циркообразную котловину диаметром 1000 *м*. Нижняя часть вулкана сложена туфами, верхняя — лавами.

91. Березовый, Двойной (875 *м*). Разрушенный вулкан с сохранившимся восточным склоном. На склонах вблизи вершины много грушевидных бомб. Пересечен дайками. Вулкан сложен андезито-базальтами, дайки базальтовые.

92. Ступенчатый бастион (877 *м*). Сложный андезито-базальтовый массив (SiO_2 55,32%). Образовался в результате трех экструзивных циклов. При последней экструзии образовались два купола, создавших современную вершину.

93. Карымский, сопка Березовая (1486 *м*). Находится в 30 *км* от Тихого океана, к северу от р. Жупановой. Расположен в кальдере диаметром 5 *км*. Дно кальдеры залито лавами последних извержений Карымского вулкана. Вулкан представляет собой правильный конус со слегка усеченной вершиной. На вершине конуса находится кратер диаметром 200 *м* и глубиной более 30 *м*. Стенки кратера крутые. Действующий стратовулкан. Старые лавы представлены андезито-дацитами, более молодые — дацитами (SiO_2 63,06%). Современная лава извержения 1934—1935 гг. — дацит (SiO_2 64,60%). Активным является вершинный кратер. В XX столетии происходили извержения преимущественно эксплозивные, с частыми взрывами, выбросами пеплов и редкими излияниями лавы (1908, 1911, 1912, 1915, 1921, 1923, 1925, 1929, 1932—1935, 1938, 1940, 1943, 1945—1947, 1952 гг.) (Влодавец, 1947а). Южнее Карымского вулкана находится кальдера, занятая Карымским озером. В основании кальдеры лежат андезитовые потоки и туфобрекчии, выше залегают андезито-дациты, верхняя часть кальдеры сложена липарито-дацитами.

94. Двор (1400 *м*). Карымская группа. Разрушенный стратовулкан. Сохранилась северная половина кольцевого кратера. В начальный период преобладали эксплозии, сменившиеся длительной эффузивной деятельностью. Состав лав менялся от базальтов до андезито-базальтов с SiO_2 53,53% (Влодавец, 1947а).

95. Академии наук (1100 *м*). Карымская группа. Кальдера-вулкан (сохранилась только южная часть). Вулкан внизу сложен андезито-дацитами, вверху — липарито-дацитами (SiO_2 63,48%). На склонах кальдеры выходят горячие источники (Влодавец, 1947а).

96. Белянкина. Карымская группа. Кальдера-вулкан. Внутренние стенки кальдеры крутые. В северо-восточной части кальдера открыта. В формировании вулкана эксплозивные процессы играли значительную роль. Вулкан сложен дацитами с SiO_2 66,86% (Влодавец, 1947а).

97. Крайний (1150 *м*). Карымская группа. Массив в плане звездчатой формы. Кратер разрушен, диаметр его 200 *м*. Сложен андезитовыми лавами (SiO_2 58,38%); пирокластические образования не обнаружены (Влодавец, 1947а).

98. Однобокий (1120 *м*). Карымская группа. Массив с крутым юго-западным склоном и пологим северо-восточным. Вершина увенчана лавовой пирамидой. На север от нее располагается цирк, возможно, являющийся частью кратера. Вулкан преимущественно лавовый. Пирокластические отложения в строении вулкана играют незначительную роль. Сложен андезитами с SiO_2 57,52% (Влодавец, 1947а).

99. Соболиный (1000 *м*). Находится севернее Карымского вулкана, в обширной кальдере диаметром 10 *км*. Представляет собой стратовулкан, восточный склон которого разрушен. В строении вулкана лавы и туфобрекчии играют одинаковую роль. Состав вулканических продуктов андезито-базальтовый (SiO_2 52,46%). Конус создан извержениями в послеледниковое время (Влодавец, 1947а).

http://jurassic.ru/

100. Сухой (900 *м*). Карымская группа. Разрушенная куполовидная возвышенность, вероятно, представляющая собой экструзивный купол. Состав лав дацитовый с SiO_2 63,54% (Влодавец, 1947а).

101. Жупановские Востряки, Разваленный. Расположен севернее р. Жупановой. Андезитовый вулканический массив с разрушенным кратером. Излияния лав закончились в межледниковое время.

102. Дитмара, Пирог. Находится на левом берегу р. Жупановой. Представляет собой вулканический массив, расчлененный глубокими ущельями. В массив врезана эрозионная кальдера.

103. Дзензурский (2285 *м*). Вулканический массив неправильной формы к северо-западу от Жупановского вулкана. На вершине — большой кратер; восточная стенка его разрушена. В долинах, подходящих к вулкану, находятся молодые лавовые потоки с глыбовой поверхностью. На склонах наблюдаются побочные кратеры с лавовыми потоками длиной до 10 *км*. Вулкан сложен двупироксеновыми и роговообманковыми андезитами и их туфами. Молодые лавовые потоки имеют андезитовый состав (SiO_2 60,60%). Вулкан действующий. Фумаролы и кипящие грязевые котлы сосредоточены на дне кратера (Маренина, 1957).

104. Жупановский, сопка Вахильская (2929 *м*). Действующий стратовулкан, расположенный к северу от Авачинской бухты. Вытянутый в северо-западном направлении вулканический массив состоит из трех сросшихся конусов. На западной, более низкой вершине находится активный кратер диаметром 200 *м*. Фумарольная деятельность проявляется также и в среднем кратере. Большой разрушенный восточный кратер занят ледником. В западной части вулкана сосредоточены молодые побочные конусы и купола. Основание конусов сложено базальтами и андезито-базальтами. Лавы действующего кратера — пироксеновые андезиты. Молодые побочные купола сложены роговообманковыми андезитами. Извержения происходили в 1776 и 1882 гг. Взрывы с выбросами пепловых туч наблюдались в 1925, 1929, 1940, 1957, 1959 гг.

105. Юрьевский. Расположен на седловине между вулканами Жупановским и Дзензурским. Сильно размытый конус, прорезанный широким барранкосом.

106. Шлаковые конусы Жупановского перевала. На водораздельном плато в истоках р. Жупановской Гаванки сосредоточено несколько шлаковых конусов с лавовыми потоками андезито-базальтового состава.

107. Веер и другие шлаковые конусы р. Восточной Авачи. В среднем течении р. Левой Авачи, на правом берегу находится несколько шлаковых конусов. Из них конус Веер самый свежий и, по предположениям, образовался не более 100—150 лет тому назад. Из него на верхнюю террасу долины реки излился широкий поток оливинового базальта (Заварицкий, 1955).

108. Правый Тарбеевский. Конусовидный вулкан, сложенный андезитами и туфами с кратером на вершине. Свежих лавовых потоков нет.

109. Заварицкого (1567 *м*). Расположен в верховьях р. Восточной Авачи. На гребне массива — несколько шлаковых конусов. Верхний из них имеет самый большой кратер в виде чаши диаметром около 100 *м*. Северо-западнее главного конуса расположен небольшой шлаковый конус с кратером и лавовым потоком длиной 2 *км* и шириной 0,5 *км*. Шлаковые конусы и потоки базальтовые. Вулкан образовался в послеледниковое время.

110. Бакенин (2278 *м*). Находится у северного склона Ганальского хребта, в истоках р. Камчатки. Правильный конус, рассеченный барранкосами, поднимается над расчлененными лавовыми плоскогорьями. Сложен периклинально залегающими потоками пироксеновых андезитов и слоями туфов. На склонах — купола роговообманковых андезитов и биотитовых дацитов.

111. Шапочка. Находится в бассейне рек Плотниковой и Банной, на стыке двух структур — антиклинория Срединного хребта и Начикинского «грабена». Представляет собой разрушенный вулкан с диаметром конуса 30—40 *км*; кратер располагается в верховьях рек Халзан и Учулен. Вулкан построен несколькими толщами андезито-базальтов, залегающими с размывом одна на другой. Состав лав менялся во времени от более кислых к более основным андезито-базальтам (SiO_2 51,72—61,90%). В центральных частях вулкана потоки лавы наклонены под углом 20—25°, в периферических они лежат почти горизонтально. Пирокластический материал приурочен к центральной части вулкана. Из боковых кратеров изливался липарит с SiO_2 74,80% (Тихонов, Кигай, 1960в). По мнению В. Н. Бондаренко (1960 г.), возраст вулкана позднеэоценовый.

112. Козельский. Крайний восточный вулкан в ряду вулканов северо-западного направления (группа Авача—Коряка). Конусовидный, сильно разрушенный вулкан. На месте кратера находится открытая на северо-восток эрозионная кальдера. Вулкан образован извержениями в послеледниковое время.

113. Авачинский (2751 *м*). Возвышается к северу от Авачинской губы. Двойной вулкан, типа Сомма—Везувий (рис. 40). В сомме, имеющей поперечник 4 *км*, эксцентрично расположен конус высотой 500 *м*. Склоны соммы рассечены глубокими барранкосами, молодой конус имеет правильную форму, на вершине его находится кратер в виде воронки диаметром 330 *м* и глубиной около 260 *м*. Конус покрыт

http://jurassic.ru/

шлаками и агломератами. На склонах соммы выступают экструзивные купола (Одинокая, Булка и др.). На южных склонах современного конуса имеются лавовые потоки. Нижние части соммы сложены пироксеновыми андезитами (SiO_2 51,20%), купола на склонах соммы — роговообманковыми андезитами (SiO_2 58,21—64,17%). Молодой центральный конус вулкана состоит из пироксеновых андезитов (SiO_2 55,61%). На склонах вулкана имеются скопления андезито-дацитовых пемз. Вулкан действующий. В текущем столетии извержения были в 1901, 1909, 1929, 1938, 1945 гг. Извержения являются преимущественно эксплозивными и сопровождаются лавинами раскаленного рыхлого материала и грязевыми потоками (Заварицкий, 1935б).

114. Корякский (3456 *м*). Расположен к северу от Авачинской губы. Представляет собой правильный ребристый конус со срезанной к западу вершиной. Кратер

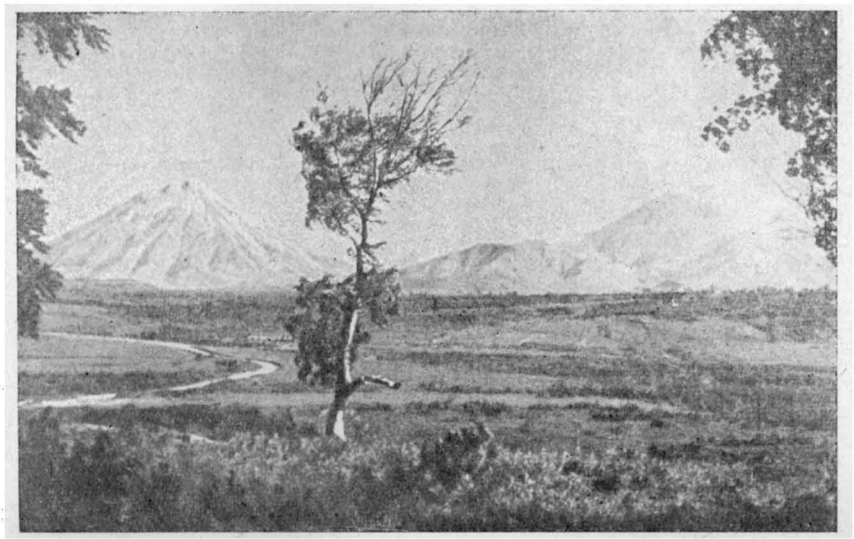


Рис. 40. Сопки Авачинская (справа) и Корякская. Фото Ю. М. Киршина

размером 45×90 *м* в поперечнике и глубиной около 20 *м* находится с западной стороны вершины. На склонах вулкана имеются лавовые потоки, шлаковые конусы и купола. Продукты извержения вулкана варьируют от базальтов до андезитов (SiO_2 48,72—57,90%). Купола сложены роговообманковыми андезитами. Вулкан действующий. Извержения происходили в 1895—1896 и в 1956—1957 гг. В 1956 г. на северо-западном склоне вулкана образовалась трещина длиной до 500 *м* и шириной до 15 *м*, из которой в начале 1957 г. происходили выделения газов и выбросы пепла. Пепел имеет состав андезита — SiO_2 57,87% (Сирин, Тимербаева, 1959). На северном склоне вулкана имеются троги, залитые лавами, что свидетельствует о более раннем, чем послеледниковом, образовании вулкана (Апрелков, 1961).

115. Аак, Средний Мыс. Примыкает к Корякской сопке. Вулканический массив сложной формы с кальдерой(?), открывающейся на юг.

116. Арик, Большой Средний Мыс. Примыкает к Корякской сопке. Сильно размытый конусовидный вулкан с кальдерой(?), открытой на север. Сложен периклинально залегающими лавами и туфами двупироксенового андезита.

117. Бархатная сопка. Шлаковый конус с потоком базальтовой лавы к северу от Вилючика. Образован в послеледниковое время. По данным С. Е. Апрелкова, большое число таких шлаковых конусов имеется на правобережье р. Паратунки (рис. 41).

118. Вилючик (2175 *м*). Правильный крутосклонный конус—стратовулкан с радиальными глубокими барранкосами (рис. 42). Находится к югу от Авачинской губы. Кратер на вершине отсутствует. По юго-западному склону опускается поток. У северного склона имеется озеро, образовавшееся вследствие подпруды р. Большой Саранной базальтовым потоком. В районе вулкана встречены дациты. В историческое время извержений вулкана неизвестно.

119. Большая Ипелька (1137 *м*). Кольцеобразный гребень, сложенный авгитовым андезитом, с пологим внешним склоном и крутым внутренним. Представляет собой остатки большого вулкана, превращенного в кальдеру. В кальдере имеется небольшой купол.

http://jurassic.ru/

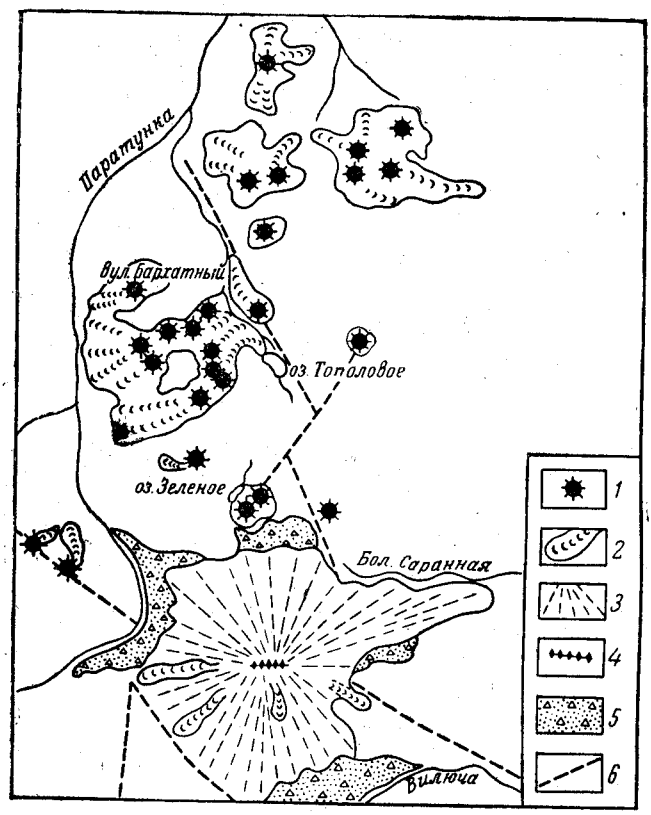


Рис. 41. Схема расположения молодых шлаковых конусов и лавовых потоков в бассейне р. Паратунки. По С. Е. Апрелкову

1 — шлаковые конусы; *2* — потоки базальтовых лав; *3* — склоны Вилючинского вулкана; *4* — вершинный гребень Вилючинского вулкана; *5* — пролювиальные отложения; *6* — разломы

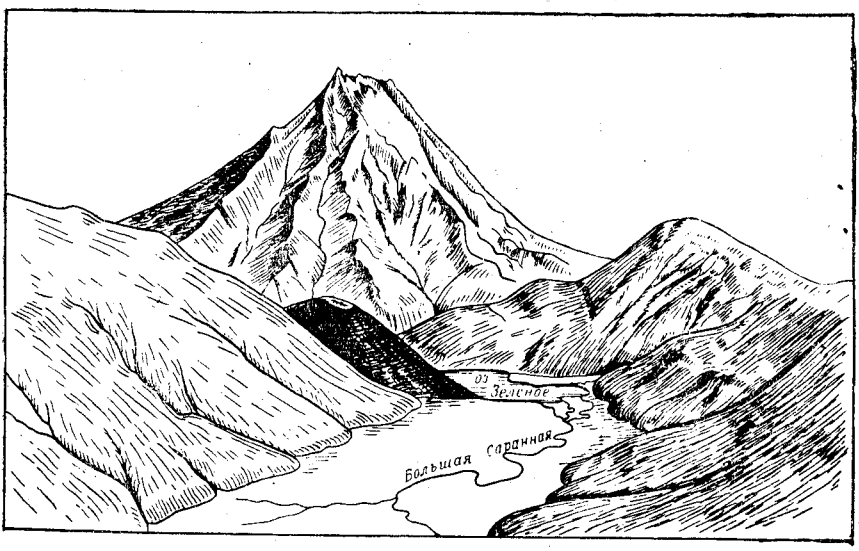


Рис. 42. Вилючинский вулкан и шлаковый конус у его подножия. Справа от конуса — оз. Зеленое лавоподпрудного происхождения. Рисунок С. Е. Апрелкова

http://jurassic.ru/

120. Вулканы Толмачева дола. Располагаются на лавовом нагорье щитообразной формы. В центральной части нагорья находится кальдера, занятая озером; вокруг озера много шлаковых конусов с лавовыми потоками. На плоскогорье выделяются два вулкана с кратерами на вершинах, занятых озерами. Больший кратер имеет диаметр 1 *км* и глубину 200 *м* (до уровня озера). Диаметр малого кратера 200 *м*, глубина 50 *м*. Шлаковые конусы и лавовые потоки сложены андезито-базальтами.

121. Правая Тарбеевская, Вершинная. Располагается в хребте Ивулк. Стратовулкан, представляющий собой коническую возвышенность с барранкосами.

122. Купола хребта Ивулк. В хребте имеются многочисленные экструзивные купола. Наиболее крупные находятся в истоках рек Кехкуй и Правой. Они сложены двупироксеновыми и биотитовыми липаритами (SiO_2 74,48%). На восточном склоне хребта, вблизи Налычевских горячих ключей, находится разрушенный купол, сложенный двупироксеновыми андезитами.

123. Опала (2475 *м*). Находится в центральной части Камчатки, к юго-западу от Толмачева дола. Расположен в северной части кальдеры опускания размером 12×15 *км*. Вулкан имеет форму конуса, прорезанного барранкосами. На вершине конуса разрушенный кратер. На восточном склоне вулкана в круглом кратере (Бараний амфитеатр) располагается купол, сложенный роговообманковыми дацитами (SiO_2 60,50%). Гребни древней кальдеры сложены базальтами и андезитами, конус — периклинально залегающими лавами и туфами андезитового состава. Восточная часть кратера заполнена мощной толщей пемзы. Конус Опалы образован извержениями послеледникового времени (Маренина, 1960).

124. Усердис, Дыроватый Камень. Примыкает с юга к Опале. Представляет собой удлиненную куполообразную экструзию, сложенную авгитовым андезитом (Заварицкий, 1955).

125. Малая Ипелька, Кичуа. Изолированный массив, представляющий собой размытый вулкан.

126. Горелый (1829 *м*). Вулкан расположен в западной части кальдеры, имеющей диаметр 10×13 *км*. Представляет собой хребет, состоящий из нескольких конусов, слившихся основаниями. На вершине находится несколько кратеров. На дне самых крупных кратеров — озера. На склонах вулкана много шлаковых конусов. Вулкан сложен лавами и туфами двупироксенового андезита. Кальдера образовалась в доледниковое время, конус в кальдере — в послеледниковое время. Извержения вулкана происходили в 1828, 1832, 1855, 1869, 1929—1930, 1931, 1947 гг. Тип извержений вулканский. Одно из извержений сопровождалось выбросами пемзы. Фумарольная деятельность сосредоточена в двух центральных кратерах.

127. Мутновский (2324 *м*). Вулкан расположен к югу от Авачинской бухты, на базальтовом плато, в кальдере диаметром 8—10 *км*. Имеет вид усеченного конусообразного массива с двойной кратерной впадиной на вершине размером 3×1,5 *км*. Кратерная впадина выполнена двумя озерами. На западном гребне вулкана имеется небольшой эксплозивный кратер с сильной фумарольной деятельностью.

В первый этап возник андезитовый стратовулкан, позже с северо-западной стороны его начал расти второй стратовулкан. Кальдера, образовавшаяся на вершине первого стратовулкана, заполнена пирокластическими продуктами извержения второго вулкана. После взрыва на месте вершины второго вулкана образовались два больших кратера. С взрывом связано образование дацитовых куполов, игнимбритов и отложений пемзы. Современная деятельность существенно эксплозивная. Вулкан извергался в 1904, 1916, 1917, 1927, 1928, 1929, 1938, 1945, 1952 гг. Тип извержений вулканский. В кратере Мутновского вулкана имеются отложения самородной серы (Маренина, 1956).

128. Асача (1911 *м*). Расположен к югу от Горелого вулкана. Состоит из нескольких конусов, прорезанных барранкосами. Лучше сохранился юго-восточный конус, на его вершине имеется разрушенный кратер. На склонах вулкана находятся побочные купола и шлаковые конусы. Основание вулкана сложено базальтами, конус — лавами и туфами пироксенового андезита, купола — риолитами. Извержение вулкана закончилось в послеледниковое время.

129. Ходутка, Голыгина (2087 *м*). Находится в центральной части Камчатки, севернее вулкана Ксудач. Расположен в юго-восточной части кальдеры, имеющей диаметр 7 *км*. Представляет собой конус с разрушенным кратером. На склонах имеются купола. У северо-западного подножия возвышается побочный конус. Приемыш с кратером на вершине. На дне кальдеры — несколько шлаковых конусов. Гребни кальдеры сложены андезито-базальтом, конус стратовулкана лавами и туфами андезита, побочные конусы — андезитами, купола — риолитами. Кальдера образована в доледниковое время. Конус вулкана вырос в послеледниковое время. У склона конуса Приемыш выходят горячие ключи.

130. Ксудач, Штюбеля (1079 *м*). Расположен на вулканическом плато. Имеет форму кольцевого гребня в виде кальдеры с диаметром 7 *км*. Внешние склоны пологие (5—7°) и изрезаны рвами. В восточной половине кальдеры располагается активный кратер Штюбеля, имеющий форму крутой воронки диаметром 1,5 *км*.

http://jurassic.ru/

Кратер заполнен озером. Рядом в кальдере расположено второе озеро — Большое. Вулкан в прошлом имел форму хребта. Образование кальдеры происходило путем кольцевого оседания и закончилось линейным грабеновым оседанием в восточной части кальдеры. Вдоль последнего произошли экструзии андезитов и образование кратера Штюбеля. Наиболее древние лавы имеют базальтовый состав. Кольцевой гребень сложен двупироксеновыми андезитами (SiO_2 57,90%), экструзивы в кальдере — андезитами. Вулкан извергался в 1907 г. Извержение было эксплозивным, типа Вулкано, с выбросом массы пепла андезитового состава и пемзы (SiO_2 67,50%). Сейчас фумаролы сосредоточены на Парящем Утесе, у южного подножия конуса Штюбеля.

131. Келля. Находится северо-восточнее Курильского озера. Правильный конус с разрушенным кратером на вершине расположен в кальдере «Призрак» диаметром 4 *км*. У подножия вулкана — два небольших побочных конуса.

132. Желтовский. Расположен к северо-востоку от Курильского озера в древней разрушенной сомме. Стратовулкан, имеющий форму правильного конуса с широкими барранкосами и с несколько усеченной двуглавой вершиной. Кратер размером 300×700 *м*, частично заполненный озером, расположен на северо-западной стороне конуса. Нижняя часть вулкана сложена базальтами, верхняя — пироксеновыми андезитами, вершина — роговообманковыми андезитами. Вулкан действующий. После столетнего покоя, в 1923 г. произошло извержение, продолжавшееся 2 месяца. Извержение имело эксплозивный характер.

133. Ильинский, сопка Озерная (1470 *м*). Находится на гребне обширной кальдеры опускания у северо-восточного берега Курильского озера. Представляет собой правильный конус с гладкими склонами. На вершине конуса — неглубокий двойной кратер взрыва шириной 600 *м* и глубиной 200 *м*, образовавшийся в 1801 г. У юго-западного склона вулкана в Курильском озере расположены купола, образующие острова. Нижняя часть вулкана сложена базальтами, бо́льшая часть конуса — андезитами. Конус вулкана образовался в послеледниковое время. В 1901 г. были сильные, по предположениям, фреатические взрывы из бокового северо-восточного кратера. На западном склоне вулкана имеются фумаролы. На берегу Курильского озера выходят теплые ключи.

134. Дикий Гребень (1050 *м*). Расположен на западном берегу Курильского озера. Имеет вид скалистой пирамидальной горы. Осыпи в виде мантии окружают скалистую вершину. Сама вершина представляет собой лавовый монолит. Вулкан образован несколькими экструзивными куполами с лавовым потоком. Центральный скалистый купол без кратера. Ранние лавы имеют андезитовый состав, вершинная часть вулкана представляет собой дацитовый экструзив с SiO_2 67,30%. Прорыв дацитовой лавы к поверхности сопровождался взрывами и образованием пемзы. По данным С. Е. Апрелкова (1960 г.), на вулкане имеется сложная система разломов.

135. Кошелева (1863 *м*). Район р. Озерной. Представляет собой вытянутый в широтном направлении хребтообразный массив, состоящий из нескольких (по С. Е. Апрелкову, трех) сросшихся вулканических конусов. Западная часть Кошелевского вулканического хребта представляет собой остатки щитовидного вулкана с четко выраженной соммой. В восточной части массива имеются конусы и свежие лавовые потоки. Склоны массива, особенно с северной стороны, изрезаны амфитеатрами и глубокими барранкосами. Вулкан сложен базальтами, андезито-базальтами и андезитами (SiO_2 58,90%). Вулкан действующий. Сильное извержение произошло в конце XVII в.[1]. Мощные сольфатары находятся в эрозионной кальдере на северо-западной вершине (Верхне-Кошелевские сольфатары). Вулкан окружен многочисленными выходами горячих источников (Набоко, 1954д). По данным С. Е. Апрелкова, на вулкане Кошелева имеются гидротермально измененные породы, содержащие серу.

136. Камбальный (2067 *м*). Расположен на южном конце меридионального вулканического хребта, образовавшегося при последовательном перемещении центров извержений с севера на юг. Представляет собой конус; на северном склоне его, обращенном к хребту, находится циркообразная впадина. На слегка срезанной вершине имеются три кратерных впадины, расположенные ступенчато. На западном и юго-восточном склонах — шлаковые конусы. С. Е. Апрелковым отмечаются на склонах дацитовые купола. Вулкан действующий. Фумаролы расположены в циркообразной впадине.

137. Сахач, сопка Беленькая (885 *м*). Небольшой конус вблизи долины р. Голыгина. Признаков кратера нет. Вершина в виде гребня юго-западного направления, склоны сглаженные. Потоки лавы мощностью 1—2 *м* отделяются один от другого шлаковыми прослойками. Вулкан сложен оливино-двупироксеновыми базальтами с SiO_2 5009% (Пийп, 1947).

138. Кальдера Призрак. Конус в кальдере диаметром до 4 *км*, открытой на северо-запад.

[1] Не исключена возможность, что приписываемое вулкану Кошелева извержение в XVII столетии принадлежало в действительности соседнему Камбальному вулкану, ранее называвшемуся Кошелевым. — *Прим. ред.*

http://jurassic.ru/

139. Явинский. Расположен на юге Камчатки у с. Явино. Изолированный невысокий шлаковый конус с большим лавовым потоком типа «аа». Состав лавы — оливиновый базальт (Пийп, 1947).

140. Машковцева. Представляет собой конус с косо срезанной вершиной на берегу Охотского моря. На вершине — кратер. По северному склону спустились лавовые потоки. На склонах два побочных конуса. Излияния закончились в послеледниковое время.

141. Монастырь. Находится к северо-востоку от вулкана Машковцева. Подковообразная вулканическая возвышенность диаметром 2,5 *км*, открытая на юго-запад.

Формы действующих вулканов Камчатки и типы их извержений

Насыщенность действующими вулканами территории Камчатки неравномерная. В четвертичное время активный вулканизм переместился в восточном направлении из области Срединного хребта к по-

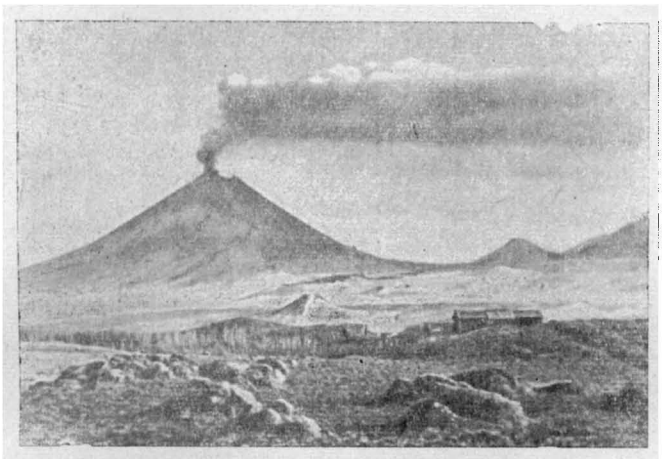


Рис. 43. Ключевской вулкан (пример правильного вулканического конуса). Фото Б. И. Пийпа

бережью Тихого океана и к югу. Таким образом, в современную эпоху все действующие вулканы сосредоточены в восточной части Камчатки. Современный вулканизм проявляется в центральном типе извержений, а все действующие вулканы Камчатки в основном относятся к стратовулканам. Взаимообусловленные разнообразные формы вулканов и типы извержений зависят от положения их в геологической структуре и от состояния магмы, как следствия эволюции ее в магматическом очаге и канале.

Среди разнообразных форм действующих вулканов наиболее характерными являются:

Конусовидные вулканы — Ключевской (рис. 43), Корякский. Эта форма создавалась частыми извержениями, среди продуктов которых большую роль играет рыхлый материал.

Вулканические хребты, представляющие собой несколько сросшихся конусов — Гамчен, Кошелева (рис. 44), Камбальный, Жупановский, Горелый. Возникают они в случае перемещения центра извержения вдоль трещины.

Сомма-вулканы. В эту группу объединяются все стратовулканы, образовавшиеся в более древних кальдерах (Опала, Крашенинникова, Горелый, Желтовский, Ильинский, Ичинский) и, в частности,

http://jurassic.ru/

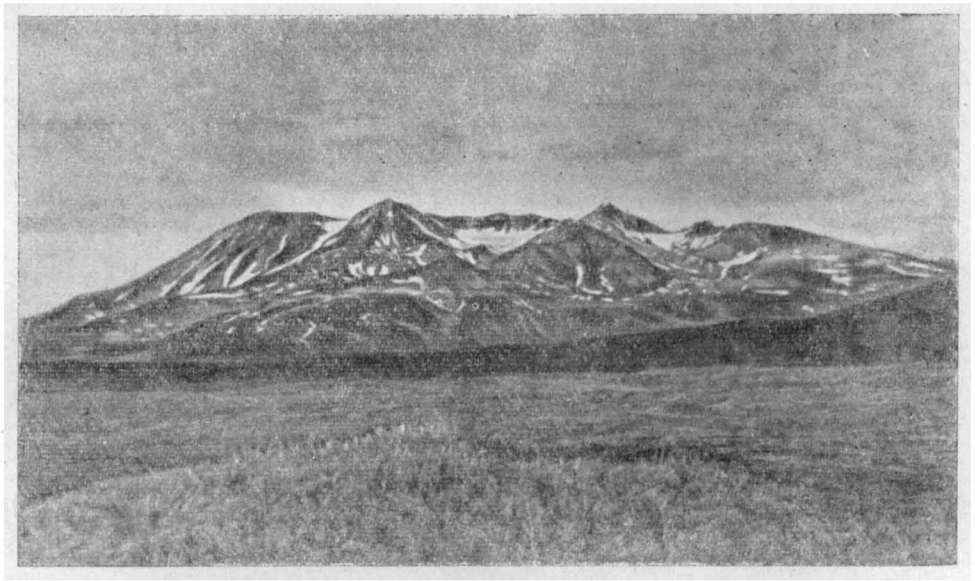


Рис. 44. Вулканический хребет Кошелева. Фото В. В. Громова

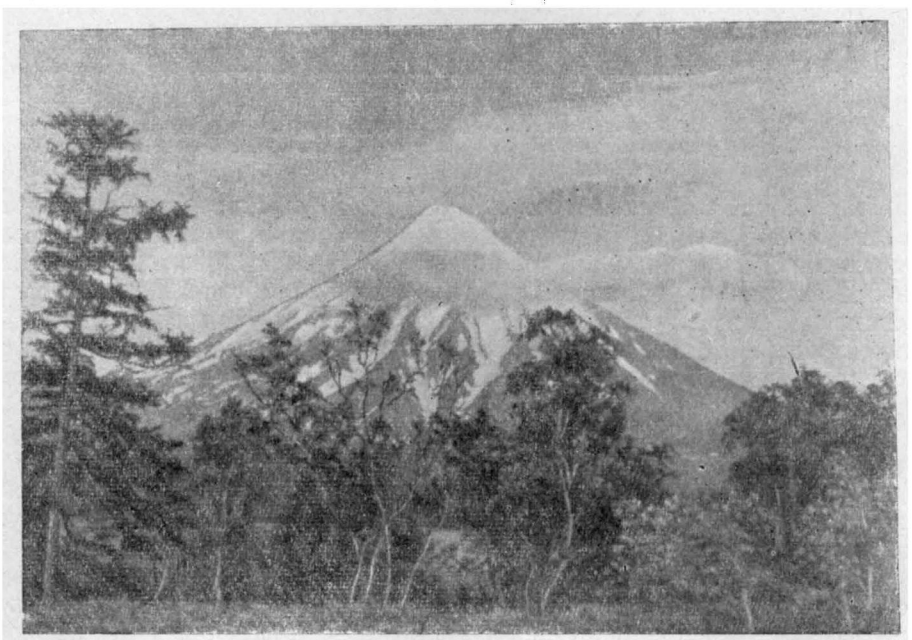


Рис. 45. Островерхий вулкан Кроноцкий. Фото С. И. Набоко

http://jurassic.ru/

тип Сомма-Везувий, наиболее характерным представителем которого на Камчатке является Авачинский вулкан.

Кальдера-вулканы или кольцевые вулканы — Узон, Ксудач; в кальдерах не возникли стратовулканы, как это имеет место в предыдущем типе.

Плоские куполообразные вулканы — Плоский Толбачик. Эта форма не характерна для действующих вулканов Камчатки. Она обусловлена особенностью такого типа извержения, когда преобладают жидкие подвижные лавы (близкие к гавайскому типу извержения).

Островерхие вулканы. Острые вершины конусообразных вулканов создаются в случае появления в кратере вулкана экструзий вязких лав — Кроноцкий вулкан (рис. 45), Вилючик.

В последнее двадцатипятилетие на Камчатке в большом количестве образовывались разнообразные малые вулканические формы:

1. Шлаковые конусы на склонах Ключевской сопки и Плоского Толбачика.
2. Экструзивные купола в кальдерах вулканов Шивелуч и Безымянный.
3. Маары или эксплозивные кратеры на склонах вулканов Ключевской сопки.
4. Лавовые потоки (Ключевской и Толбачик).
5. Агломератовые потоки (Шивелуч, Авача и Безымянный).

По количеству действующих вулканов на первом месте стоит Восточная Камчатская активная зона (24 действующих вулкана), на последнем — Срединный хребет (один действующий вулкан). По интенсивности извержений на первом месте стоят вулканы Центральной Камчатской депрессии. Наиболее часто извергающимися вулканами Камчатки являются Ключевской, Карымский, Авачинский, Плоский Толбачик. К вулканам с сильными извержениями относятся Ксудач (извержение 1907 г.), Шивелуч (извержение 1944—1951 гг.) и Безымянный (извержение 1955 г.). Для большинства вулканов известны даты извержений, для семи вулканов даты извержений неизвестны и к действующим они отнесены по проявляющейся на них сольфатарной деятельности.

Характер современных извержений камчатских вулканов весьма разнообразен. На Камчатке, судя по составу вулканических отложений и наблюдениям за активностью, проявляются почти все известные на земном шаре типы извержений. Принадлежа к орогеническому вулканизму андезитовой провинции известково-щелочной магмы (тихоокеанской), большинство камчатских вулканов имеет взрывной характер извержений и, соответственно, среди продуктов их извержений преобладают пирокластические образования. Взрывным характером извержений отличается большинство андезитовых вулканов Восточно-Камчатской зоны (Авачинский, Ксудач, Корякский), а также андезитовые вулканы Центральной Камчатской депрессии (Безымянный, Шивелуч). Эксплозивный индекс, показывающий процентное содержание рыхлых продуктов извержения по отношению к общей массе изверженного материала, велик и превышает 90%. Характер извержения базальтовых вулканов иной и проявляется в чередовании с взрывной деятельностью излияний лавы; эксплозивный индекс для них значительно более низкий (для отдельных извержений побочных кратеров Ключевского вулкана 10%).

Геологическое положение вулканов не является окончательно определяющим характер их извержения. Так, вулканы Ключевской, Толбачик, Шивелуч, Безымянный, находящиеся в Камчатской депрес-

http://jurassic.ru/

сии (межхребтовом грабене) в одной группе вулканов, на небольшом расстоянии друг от друга, имеют совершенно различный современный тип извержения, именно: Толбачик — близкий к гавайскому, Ключевской — везувианский с вулканскими и стромболианскими взрывами, Шивелуч — пелейский, Безымянный — катмайский. Тип извержения и соответственно форма вулканов в основном зависят от состояния магмы в вулканических каналах и периферических очагах, как следствия длительной ее эволюции. В процессе геологической жизни вулкана меняется характер извержения, видоизменяются продукты его извержения и форма.

В течение последних пятидесяти лет на Камчатке наблюдались почти все известные в литературе типы извержений:

Гавайский тип — спокойные излияния жидкой лавы, проявился в некоторых извержениях вулкана Толбачик. В провальном кратере появлялось озеро жидкой лавы; при перетекании лавы через края кратера образовывались характерные потоки волнистой лавы. Взрывы в провальном кратере давали «волосы Пеле».

Стромболианский тип — выбросы раскаленного светящегося пепла или светящегося шлака и бомб различных форм (грушевидных, веревочных и др.), проявился при извержении Ключевского вулкана, Толбачика.

Вулканский тип — выбросы темного несветящегося пепла и блоков лавы, наблюдался при многих извержениях вулканов Авачи, Ключевского, Жупановского, Карымского, в начальную фазу извержения вулканов Шивелуча и Безымянного.

Плинианский тип (крайний вулканский) проявлялся в извержении внутреннего конуса кальдеры Ксудач в 1907 г.

Пелейский тип — рост экструзивного купола с образованием раскаленных лавин, проявлялся при извержении Шивелуча в 1944—1950 гг.

Катмайский тип с грандиозным взрывом и образованием мощного агломератового потока наблюдался при извержении вулкана Безымянного в 1956 г.

Тип Этны — образование многочисленных побочных кратеров на склонах вулкана, характерен для Ключевского вулкана и Толбачика.

Тип Везувия — смешанный тип извержения с перемежаемостью излияний потоков лавы и взрывных явлений, весьма характерен для Ключевского вулкана.

Тип Суфриера с выбросами из открытого кратера лавин раскаленного агломератового материала проявлялся при извержениях Авачинского вулкана.

Извержения камчатских вулканов и их геологические результаты

Извержение Ключевского вулкана (стромболианский и вулканский типы извержения)

Ключевской вулкан является одним из наиболее активных вулканов Камчатки. Его правильный конус достигает высоты 4850 *м*. Такая форма и однообразный андезито-базальтовый состав продуктов его извержения указывают на то, что в его истории не было длительных периодов покоя, при которых эволюция магмы в канале и очаге вулкана доходит до кислых дифференциатов, а в ходе извержений происходят сильные взрывы, осложняющие форму вулкана (Заварицкий,

http://jurassic.ru/

1954). За последние 200 лет произошло около 20 крупных извержений Ключевского вулкана. Между извержениями из вершинного кратера непрерывно выделяются пары и газы, выносящие иногда в своих струях и пепел. Пароксизмальные извержения через вершинный кратер характеризуются сильными взрывами и обилием эксплозивного материала с излияниями лавы. Потоки лав стекают по крутым склонам, иногда отрываясь от вершинного кратера. Для высокого андезито-базальтового Ключевского вулкана характерны извержения через боковые кратеры на более низких гипсометрических уровнях с образованием шлаковых конусов, лавовых потоков и маар (воронок взрыва). Как показал В. И. Влодавец (1940а), кратеры располагаются по радиальным (от центра вулкана) и кольцевым трещинам. Такая вулканотектоника вообще характерна для базальтовых вулканов.

При одновременном прорыве нескольких кратеров нижние являются преимущественно эффузивными, верхние — преимущественно эксплозивными. Характер извержения Ключевского вулкана удобно показать на примере наиболее сильного извержения в 1944—1945 гг. (Пийп, 1956). Извержение началось в декабре 1944 г. без предупредительных явлений. В первые дни оно было однообразным и заключалось в выделении из кратера серых клубов газа с пеплом. Через две недели после начала извержения интенсивность его усилилась — мощный столб дыма поднимался на 2000 *м* над кратером, в нем были видны раскаленные бомбы. Извержение непрерывно усиливалось и выражалось в периодических взрывах с выбросом раскаленных бомб, падающих или обратно в кратер, или на склоны вулкана. Над кратером на высоту 7—8 *км* вздымалась мощная серая пепловая «пиния». Периоды усиления извержения продолжались от 30 минут до 2 часов, а интервалы ослабления от 1 до 5 часов. По мере приближения к кульминационной стадии извержения интервалы ослабления удлинялись. В этот период стали ощущаться землетрясения, усилился грохот и увеличились пеплопады.

1 января 1945 г. извержение достигло кульминации. Вместе с огромной массой газов на высоту до 1500 *м* вознесся наклонный «обелиск взрывов», из вершины которого высыпался огненный дождь бомб. Судя по оранжево-желтой окраске обелиска, температура его была около 1200°. Над кратером на высоту до 10 *км* поднималась вулканическая туча, высеивающая пепел. Извержение продолжалось менее суток.

В кратере появился куполообразный лавовый холм, из которого вытекала лава, спускавшаяся по северо-западному склону конуса. В результате кульминационного извержения на площади, равной двум третям поверхности Камчатки, выпал пепел. На северо-западном склоне конуса вулкана под действием обрушения огромного количества раскаленного материала образовалось ущелье, углублявшееся в результате прохождения по нему раскаленных каменных лавин. Раскаленный рыхлый материал, прокатившийся по ущелью, отложился на удаленной от эруптивного центра обширной площади, в 2000 *м* ниже вершины вулкана. Вулканический материал состоял из бомб (овальных вытянутых, длиной до 7 *м* и более мелких) и песка. Мощность его отложений спустя 7 месяцев после извержения достигала 40—50 *м*. В первые дни после извержения из горячего вулканического материала поднимались громадные столбы газа и пара на высоту 660—800 *м*, создавая иллюзию прорыва побочных кратеров. Обрушение на склоны конуса больших масс раскаленного материала вызвало бурное таяние глетчеров и снежного покрова. Потоки грязевых масс и

http://jurassic.ru/

талых вод, несмотря на мороз (—33°), пронеслись на расстояние 30—35 *км*, перемещая глыбы лавы.

Такое сильное извержение с грандиозным взрывом из всей кратерной полости и с ощутимыми геологическими результатами является пароксизмальным и сопоставимо с извержениями 1737, 1762, 1878 и 1954 гг. Более часто, с интервалами 2—7 лет, происходят межпароксизмальные извержения с взрывами умеренной силы и излияниями небольших масс лавы. В кратере, расширенном и углубленном пароксизмальным извержением, накапливаются продукты межпароксизмального извержения и вершина вулкана заостряется.

Термальные извержения, т. е. извержения из центрального кратера, часто сопровождаются прорывом на склоне вулкана побочных кратеров и извержением их. За 25 лет на Ключевском вулкане произошло семь прорывов побочных кратеров, из них два сопровождались извержениями из вершинного кратера. В 1932—1933 гг. на высоте 500—600 *м* образовались три кратера, изливших лавовые потоки. Потоки соединились в одно лавовое поле. В 1938 г. после извержения через вершинный кратер на трещине, идущей от вершины на высоте 1600—900 *м*, образовалась цепочка кратеров, три нижних излили лавовые потоки, верхние были эксплозивными. В 1945 г. после извержения через вершинный кратер образовалась цепочка кратеров. Из нижнего кратера (на высоте 1000 *м*) излился поток лавы, выше образовались эксплозивные кратеры. В 1946, 1951, 1953 и 1956 гг. без связи с извержением вершинного кратера прорывались единичные кратеры, изливавшие потоки андезито-базальта.

Характер извержений побочных кратеров был очень однообразен. Наиболее длительным являлось извержение в 1938—1939 гг. вулкана Билюкая, прорвавшегося на высоте 900 *м* (Набоко, 1947б). Извержение началось сильным взрывом и излиянием лавы. Вокруг выводного канала за 10 дней вырос шлаковый конус высотой около 100 *м*. В период извержения он несколько раз менял свою форму. Извержение вулкана происходило из трех выходов: из центрального фонтанировал раскаленный шлак, из бокки на склоне происходили взрывы вулканского типа (выбросы твердой лавы), из бокки у подножия конуса вытекала лава. Лава изливалась с некоторыми перерывами в продолжении всего года, в результате чего образовался поток, вытянутый в длину на 16 *км* при ширине от 2 *км* до 10 *м* и толщине 10—15 *м*.

Год спустя после прорыва кратера произошел взрыв. Над Билюкаем поднялся столб дыма высотой 3000 *м*, освещенный раскаленными бомбами. При взрыве разрушилась восточная часть конуса и из кратера была выжата последняя порция плотной лавы. В результате извержения Билюкая излилось 240 млн. $м^3$ лавы, было выброшено 25 млн. $м^3$ рыхлого материала. Эксплозивный индекс, выражающий отношение объема рыхлого материала к лаве, равнялся 9,4. При образовании эксплозивных кратеров основную массу составлял рыхлый материал, который частично формировал кольцевой вал вокруг кратера, частично же разносился в окрестностях.

Подобный прорыв кратеров в последние годы происходил через 1—7 лет, и на склонах вулкана наращивался лавовый и пирокластический материал, перекрывающий более ранние образования.

Извержение вулкана Шивелуча в 1945—1950 гг. (пелейский тип извержения)

Шивелуч является самым северным действующим вулканом Камчатки. В современную эпоху его деятельность проявляется редкими (через 15—20 лет) извержениями пелейского типа и непрерывной

http://jurassic.ru/

сольфатарной деятельностью на куполах. Детальные наблюдения были проведены над извержением 1944—1950 гг. (Меняйлов, 1955; Горшков, 1954е).

Извержение началось в конце 1944 г. и характеризовалось кратковременными взрывами и пеплопадами небольшого радиуса (тип Ласен-Пик). Зимой 1945—1946 гг. частота взрывов увеличилась, а весной на кратерной вершине было замечено появление андезитового купола. Монолитное ядро купола было покрыто брекчиевой корой, через трещины которой происходило выжимание лавы в виде отдельных обелисков, достигающих иногда 100 *м* высоты. За счет материала обвалов

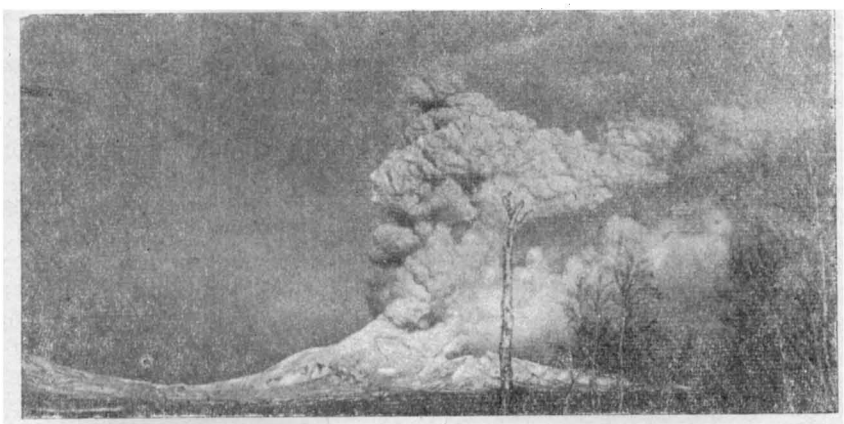


Рис. 46. Извержение раскаленной катящейся тучи на вулкане Шивелуч в 1946 г. Фото Г. С. Горшкова

и каменных лавин около купола росла мантия. Раскаленное состояние лавы было видно только в возникающих трещинах в куполе, где температура достигала 800—900°. Реже происходили извержения стелющихся и катящихся пеплово-глыбовых самовзрывающихся раскаленных туч (рис. 46). При извержении их мощный начальный взрыв, звук которого и сотрясение почвы ощущались иногда на расстоянии 100 *км*, был обычно направлен под углом 60—70° к горизонту. Масса рыхлого материала (крупных глыб и тонкого пепла) скользила в виде лавины вниз, увлекая за собой материал, выброшенный ранее. От головы лавины поднимались клубы газов и пепла.

Лавина с поднимающимися от нее густыми клубами газа с пеплом представляла собой двигающийся центр эксплозии без видимой связи с куполом — самовзрывающуюся раскаленную катящуюся тучу. За 5—8 минут она проходила расстояние 2—3 *км*. Стремительное движение лавины было бесшумным, вероятно, за счет значительного количества пепла, паров и газов, выделяющихся из накаленных частей лавины и являющихся как бы смазкой, ослабляющей трение крупных глыб. При этом отмечалось свечение красным некоторых глыб в лавине; большинство глыб было холодными. Пепел, отложившийся из катящейся тучи, имел температуру около 300°.

В марте 1949 г. происходило извержение последней горячей лавины. После этого ядро купола опустилось на 50—70 *м*, закупорив, по-видимому, трещины, по которым поднимались газы. После пяти месяцев покоя произошел гигантский взрыв, поднявший мощное облако пепла на высоту около 5 *км*. Туча растянулась на 100 *км*.

http://jurassic.ru/

Глыбы диаметром до полуметра падали на расстояние до 500 *м* от места взрыва, погружаясь на метр в рыхлый материал. В результате заключительных эксплозий образовался большой глубокий эксплозивный кратер. Извержение Шивелуча продолжалось более 5 лет.

В результате извержения пелейского типа на вулкане Шивелуч образовался купол из роговообманкового андезита высотой до 230 *м* и агломератовый поток длиной до 4 *км* и мощностью до 70 *м*. В окрестностях рассеялась масса андезитового пепла, вошедшая в почвенный горизонт.

Извержение вулкана Безымянного в 1955 г. (катмайский тип извержения)

Впервые катмайский тип извержения наблюдался советскими учеными при извержении в 1955 г. вулкана Безымянного.

Извержение Безымянного началось 22 октября 1955 г. и продолжалось еще в 1962. В течение месяца извержению предшествовали многочисленные землетрясения. Началось оно сильным газовым взрывом, сразу после которого последовало выделение пепла. Деятельность вулкана в первый период носила типично вулканский характер. На высоту нескольких километров над вулканом поднимался столб газов с пеплом, сопровождавшийся пеплопадом. 7—20 ноября происходили пароксизмальные взрывы, после которых извержение пошло на убыль. В кратере вулкана начал расти купол. Рост внутрикратерного купола сопровождался вертикальными взрывами и нисходящими раскаленными лавинами, продолжавшимися до конца марта 1956 г. Этот период извержения Безымянного близок к пелейскому типу.

30 марта в ходе извержения Безымянного наступил перелом; произошел грандиозный взрыв, уничтоживший вершину вулкана и изменивший не только его форму, но и рельеф местности. Гигантский взрыв разрушил вершинный кратер и древний купол на юго-восточном склоне вулкана. Сила взрыва сравнима с извержением вулкана Катмай на Аляске в 1912 г. При взрыве направленного действия на восток под углом 40—45° была выброшена палящая туча раскаленного песка и глыб лавы, которая пронеслась над холмами и возвышенностями. Зона распространения рыхлого материала простиралась на 30 *км*, при ширине 13—14 *км*. В результате взрыва образовался большой, открытый к востоку кратер размером 1,5×2 *км*. В открытый пролом хлынули мощные агломератовые массы, заполнившие долину р. Сухой Хапицы. Агломератовые раскаленные потоки были подвижны, насыщены газами и заполнили понижения рельефа, обойдя все крупные возвышенности. Отложения агломератовых потоков перекрыли ранее отложенный материал палящей тучи направленного взрыва. Тучи пепла поднялись на высоту 40 *км*, пеплопад распространился на 400 *км*^{2}. Огромные массы раскаленного материала извержения вызвали быстрое таяние снега в окрестностях, что послужило причиной образования мощной лахары, которая, пройдя 80 *км* и уничтожив все на своем пути, влилась в р. Камчатку.

Взрывы с раскаленными лавинами продолжались в течение 1956—1962 гг. и сопровождали выжимание нового купола во вновь образовавшейся взрывной кальдере вулкана.

По данным сейсмических наблюдений, глубина эпицентра землетрясения, связанного с извержением Безымянного, определяется в 50 *км*. Взрыв 30 марта не был слышен ни вблизи, ни в отдалении, однако все метеостанции в радиусе не менее 1000 *км* отметили на барограммах отчетливую взрывную волну. Скорость взрывной волны

http://jurassic.ru/

в западном и юго-западном направлениях равна $2{,}5—2{,}6 \cdot 10^4$ *м/сек*, в восточном и северо-восточном направлениях $3{,}3—3{,}4 \cdot 10^4$ *м/ сек* (скорость звука).

Энергия взрыва, подсчитанная Г. С. Горшковым (1957д) различными методами, равняется $5 \cdot 10^{23}$ *эрг*; тепловая энергия составляет $2 \cdot 10^{25}$ *эрг*. Таким образом, энергия взрыва составляет 1% от общей тепловой энергии извержения. В результате катмайского взрыва совершенно изменилась форма вулкана. Из конусообразного он стал кальдера-вулканом. Вершина понизилась не менее чем на 300 *м*. Результатом взрыва направленного действия явилось отложение мощного, до 100 *м*, агломератового потока, покрывшего площадь в 55—60 *км*^{2}, и образование грязевого потока, занявшего еще большую площадь.

Извержения Авачинской сопки (близкие к извержению Суфриера на о. Сен-Венсент)

Извержение Авачи в 1937—1938 гг. продолжалось больше года. Оно складывалось из кратковременных серий выбросов газов, насыщенных рыхлым материалом. Серия взрывов сопровождалась образова-

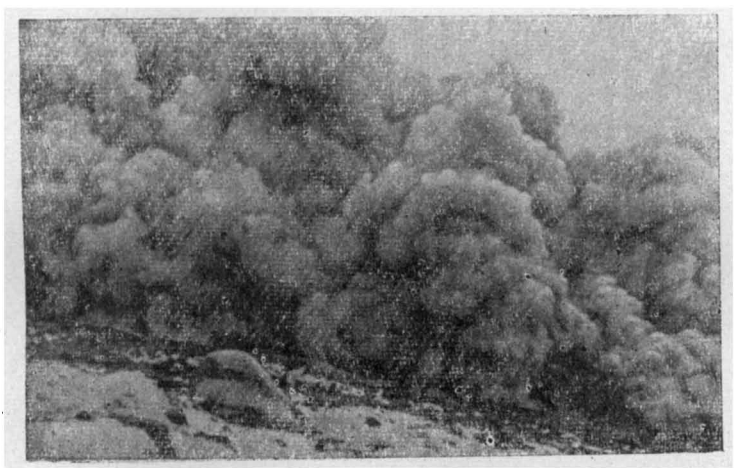


Рис. 47. Извержение вулкана Авача в 1945 г. Фото Б. И. Пийпа

нием своеобразных агломератовых лавин, вызывавших грязевые потоки.

Извержение 25 февраля 1945 г. (рис. 47) продолжалось всего 7 часов. Оно началось серией взрывов, в результате которых над кратером образовался столб газов, насыщенных бомбами и пеплом. Через час после начала извержения эруптивная туча достигла высоты 6 тыс. *м*. К востоку от вулкана прошел сильный пеплопад; в 25 *км* от вулкана слой пепла достигал 45 *см*. Всего по примерным подсчетам в результате извержения выпало 0,25 *км*^{3} рыхлого материала. По склону на 2,5 *км* спустилась раскаленная агломератовая лавина, вызвавшая таяние ледников и снега.

Извержение Толбачика (близкое к гавайскому типу)

Судя по строению вулкана Толбачика, извержения его характеризовались в основном излияниями жидкой лавы, растекающейся на значительные расстояния, как из обширного кратера на вершине, так

http://jurassic.ru/

и из боковых кратеров. О характере деятельности Толбачика можно судить по извержению в 1939—1941 гг. В течение полутора лет кратер был заполнен жидкой светящейся лавой, через которую периодически, вместе с обильным количеством газов, выбрасывалась лава и крупные кристаллы лабрадора. Лава вытягивалась в длинные стеклянные нити — волосы Пеле. Над вершиной от раскаленной лавы в кратере стояло огненное зарево. Затем произошло сильное, но непродолжительное извержение с образованием на склоне вулкана побочного кратера, из которого излился базальтовый поток длиной 5 *км*.

Образование современных вулканических форм

Вулканические постройки и вулканические толщи создаются на фоне сложных геолого-тектонических процессов в результате чередования извержений, воздвигающих вулканические формы, с эрозией,

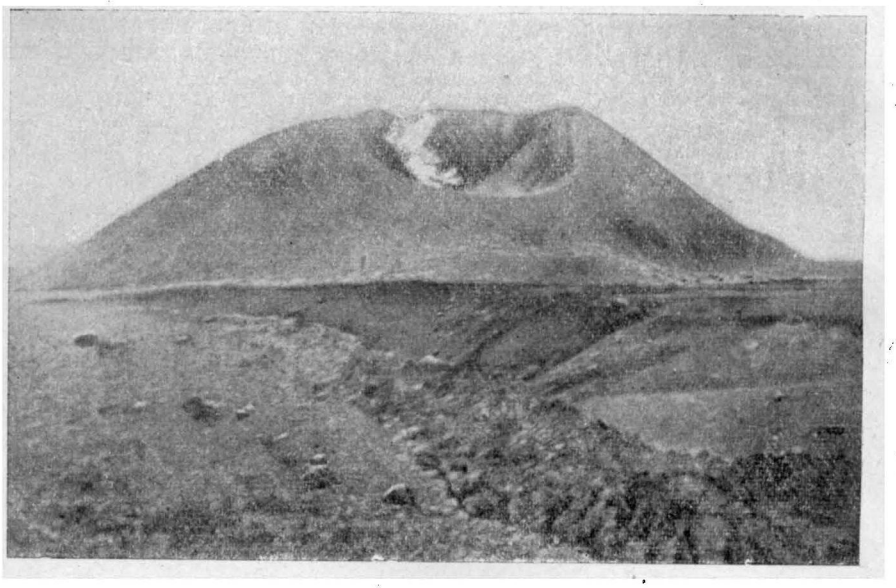


Рис. 48. Шлаковый конус на склоне Ключевской сопки. Фото С. И. Набоко

изменяющей их. Советские вулканологи были свидетелями образования как положительных вулканогенных форм рельефа — конусов, куполов, потоков, так и отрицательных — кальдер, кратеров, маар, шарр, барранкосов и др.

Образование шлаковых конусов. Шлаковые конусы характерны для базальтовых и андезито-базальтовых вулканов (рис. 48). Образование их неоднократно наблюдалось при боковых прорывах на Ключевском вулкане и Толбачике. Шлаковые конусы начинали создаваться в начальный момент извержения и непрерывно наращивались и меняли форму при развитии извержения. Изливающаяся лава обычно захватывала части шлаковых конусов, в результате чего остатки их приобретали серпообразную форму с вогнутостью, обращенной в сторону уклона местности и направления потока. В зависимости от длительности извержения размеры шлаковых конусов варьируют, но не в широких пределах — диаметр основания конуса, как правило, не превышает 500 *м*, высота 200 *м*, диаметр усеченной вершины 50 *м*.

http://jurassic.ru/

При фонтанировании раскаленной лавы образовывались бомбы различных форм (грушевидной, трубчатой, шаровидной и др.), а также шлаковые глыбы причудливых очертаний, часто сплющивающиеся при падении. Лапилли и пепел, остывая в воздухе, падают на землю, не

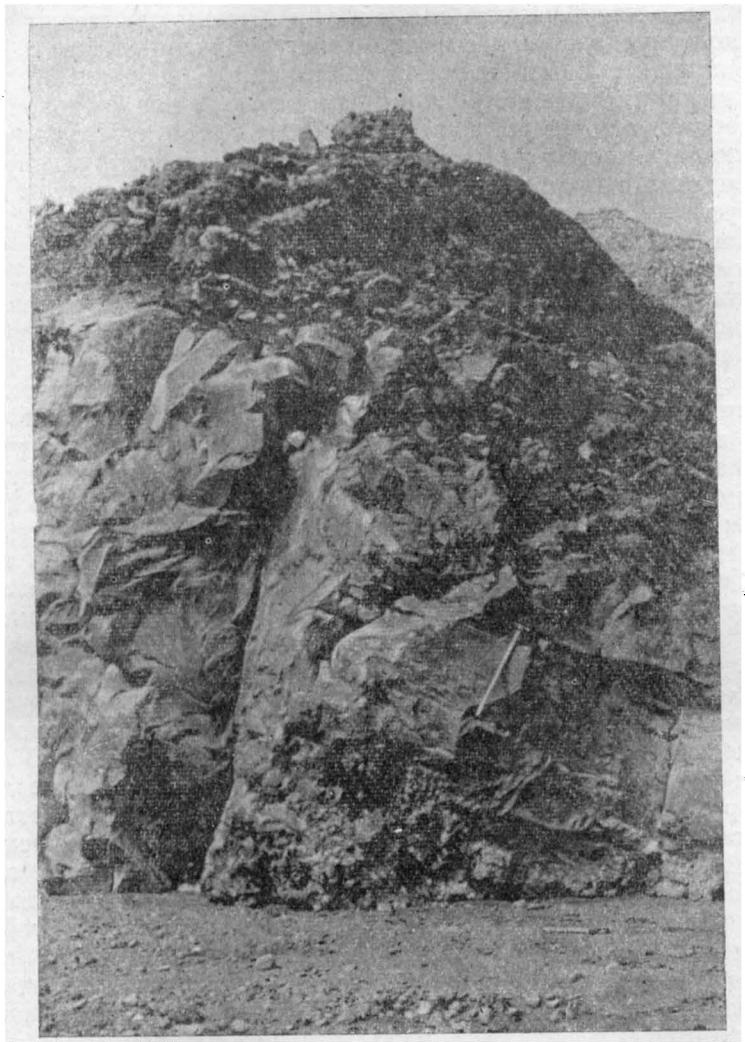


Рис. 49. Лавовый поток на склоне Ключевской сопки. Видно глыбовое строение верхней части потока. Фото С. И. Набоко

меняя формы. Извержения создают нестратифицированную постройку из бомб, шлаков, лапилли, песка и пепла.

В моменты усиления фонтанирования шлак сползает по склону конуса, увеличивая его основание. Раскаленные шлаковые массы в участках их скопления образуют агглютинат. В большей своей массе в начальный момент шлак на конусе имеет черный и серый цвет, отдельные фрагменты его разобщены. Столь характерное покраснение и спекание шлаков происходит чаще при окислении лавы и вторичном разогреве участков постройки в местах усиленного проникновения фумарольных газов и нагретого воздуха. Такой вторичный разогрев

http://jurassic.ru/

шлаков до температуры размягчения лавы (до 800°) наблюдался Б. И. Пийпом (1956) и другими вулканологами на побочных кратерах Ключевского вулкана.

Образование лавовых потоков (рис. 49). В вулканах сложного строения лавы играют значительную роль, причем в одних случаях лавы преобладают над туфами (преимущественно в случае базальтовых вулканов), в других — они подчинены туфам (в андезитовых вулканах). Лавы во время одного цикла извержения, как правило, изливаются по какому-либо одному склону или из побочных кратеров, прорывающихся на более низких гипсометрических уровнях на теле вулкана, заливая пространство по максимальному уклону. Форма потока, отношение ширины его к длине и мощность зависят от вязкости лавы и рельефа местности, в частности от угла склона. С 1932 по 1958 г. на Ключевском вулкане произошло излияние лав из 12 кратеров. Характер формирования лавовых потоков во всех случаях был одинаковым. Изливающаяся андезито-базальтовая лава имела температуру около 1160° (замерена оптическим пирометром); вязкой и текучей она оставалась при 700°. Поверхность потока быстро остывала, однако, судя по температурам фумарол, в нижних участках потока лава оставалась горячей в течение нескольких лет (2—3 года). На примере потока Билюкая вязкость лавы в момент излияния равнялась $1{,}6 \cdot 10^4$ *пз*. Вытекала она из жерла со скоростью 30 *м* в минуту при уклоне местности около 5°. По мере продвижения потока скорость движения лавы резко падала и иногда достигала 0,5 *м* в сутки.

Механизм формирования андезито-базальтовых потоков при всех наблюдавшихся прорывах был близким. В момент прорыва на поверхность поступает усиленная порция лавы, которая в силу большой вязкости и, соответственно, замедленного движения, разваливается по сторонам, образуя широкий фронт; форма последнего обусловливается рельефом местности. Быстро затвердевшая лава препятствует дальнейшему расширению потока, и при поступлении из жерла новых порций лавы она прорабатывает себе русло в лавовом поле. В периоды усиления подачи лавы русло переполнялось и лава, переваливаясь через борта, наращивала нагромождения вдоль русла. На этом этапе русло окаймляется валами и возвышается над лавовым полем первой порции. При ослаблении подачи лавы она проталкивается по руслу вниз, уровень ее снижается и обнажаются крутые внутренние борта лавовых берегов. Лава, оторвавшись от жерла, продолжает продвигаться, наращивая длину потока. Продвижение потока в переднем фронте осуществляется путем обвалов больших глыб лавы, сбрасываемых к основанию потока, и дальнейшим наплыванием на них массивной лавы. Таким образом, в разрезе поток приобретает трехслойное строение: нижний горизонт состоит из обломков лавы, средний горизонт из монолитной лавы и верхний горизонт снова из глыб лавы. В связи с этим может создаться ложное впечатление о наличии материала взрывной деятельности, подстилающего лаву. Поверхность застывшего андезито-базальтового потока грубоглыбовая, однако намечаются поперечные трещины, часто выпуклые в сторону движения потока. Они образуются при растрескивании застывшей верхней части потока вследствие продолжающегося движения лавы в нижних частях потока.

В некоторых участках на лавовых потоках скапливаются шлаковые кругляши, образуя бугры и поперечные валы. Шлаковые кругляши (шары) возникают на поверхности двигающегося потока в результате разламывания быстро образующейся лавовой корки и обтирания обломков друг о друга. При переполнении русла лавой шлаковые кру-

http://jurassic.ru/

гляши сбрасываются в стороны, при этом у потока образуются продольные валы.

В лавах, уже совершенно застывших, поры и пустоты, как правило, остаются длительное время свободными. Поэтому можно думать, что заполнение пустот минералами (кальцитом, флюоритом, цеолитами, опалом, халцедоном) в древних потоках чаще вторичное, наложенное, вызвано гидротермальными процессами. Пузыристые лавы являются благоприятной средой для циркуляции растворов, которые часто генетически не связаны с самим потоком.

Со временем крупноглыбовая поверхность лавового потока сглаживается, пространство между глыбами заполняется продуктами разрушения лавы или рыхлым материалом последующих извержений. Талыми водами лавовый поток размывается, и около него образуется агломератовая мантия. При этом может произойти смешение лавового материала различного химического и минералогического состава, как это имело место на склонах Ключевского вулкана: пространство между глыбами андезито-базальта кратера Апахончича было заполнено при катмайском взрыве вулкана Безымянного андезито-дацитовым пеплом.

При определении центров излияния потоков следует иметь в виду два возможных случая: 1) соединение нескольких потоков, излившихся из различных кратеров в один; при этом создается впечатление или очень длинного потока, или трещинного излияния (в 1938 г. на склоне Ключевского вулкана соединились лавы Тирануса и Билюкая); 2) разобщенность потока с центром излияния в случае значительного уклона местности. В последнем случае создается аномалия в мощности потока по его простиранию — незначительная мощность потока в истоке и большая в конце потока или в отдельных участках по потоку.

Образование куполов. Экструзии сравнительно кислых лав (андезитов, дацитов) с образованием куполов — довольно распространенное явление, знаменующее обычно заключительную стадию жизни вулкана или его определенного периода формирования. Лейден (Leyden, 1936) на основании статистических данных по 220 куполам делает заключение, что наибольшее количество куполов обладает малыми размерами с сечением до 300 *м*; купола больших размеров представляют исключение. Для характеристики куполов Лейден вводит отношение высоты (H) к основанию (D) и показывает, что около 58% куполов имеют $H:D$ равное $^1/_2$—$^1/_3$. На Камчатке имеются десятки самостоятельных куполов и куполов на склонах сложных вулканов, размеры которых в основном близки к приведенным Лейденом (Меняйлов, 1955). Формы и внутреннее строение куполов разнообразны и часто вызывают затруднения при объяснении их образования. Поэтому непосредственные наблюдения над формированием их представляют несомненный интерес.

Купол при извержении вулкана Шивелуча в 1944—1950 гг. образовался на месте старого купола в кальдере вулкана; бóльшая часть лавы старого купола была взломана и отброшена напором свежей раскаленной лавы. Поверхность купола с самого начала его формирования покрывалась глыбами лавы. Из различных участков купола с разной скоростью выдавливались отдельные скалы — обелиски. Медленное послойное выдавливание вязкого андезита сопровождалось дроблением остывших участков лавы купола, образованием трещин и обрушением глыб лавы. Из образовавшихся трещин в куполе происходили выбросы горячего рыхлого материала. В результате малых эксплозий и обвалов лавы вокруг купола формировалась мантия из агломерата.

http://jurassic.ru/

Рост купола происходил неравномерно. За год наблюдений купол на Шивелуче вырос на 150 *м*, т. е. рост его происходил в среднем со скоростью 0,5 *м/сутки*. На общем фоне медленного роста купола отдельные участки (обелиски) выдавливались с большей скоростью (до 15 *м/сутки*). Лава (андезит) выдавливалась вязкой, полуотвердевшей, с температурой, не превышающей 800° (рис. 50). В результате длительного (около 5 лет) извержения образовался купол высотой до 300 *м* с диаметром основания до 400 *м*. Монолитное ядро купола скрыто брекчиевидной корой, над которой на высоту до 100 *м* возвышается зубчатая стена скал из лавы (обелисков). Во многих участках купола видна полосчатость, резко выступающая благодаря различной (серой и розовой) окраске лавы. Полосчатость лав обусловлена различной насыщенностью газами отдельных участков лавы, вытягивающихся в полосы при экструзии. Красные и серые участки лавы по химическому составу различаются незначительно, в основном только соотношением содержания закисного и окисного железа.

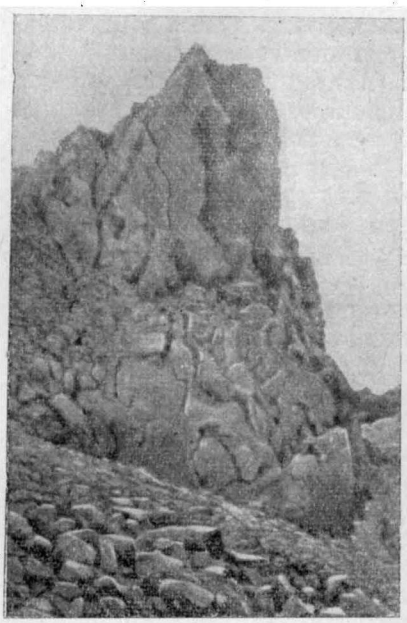


Рис. 50. Экструзивный обелиск. Фото Г. С. Горшкова

В межполосчатых участках лавы наблюдаются каверны и скопления лимонообразных желваков той же лавы, ориентированных в одном направлении. Вид желваков свидетельствует о том, что обломки лавы имели вязкость, позволяющую приобретать определенную форму. Между полосами лавы зажаты участки сильно раздробленных лав, образование которых обусловлено дроблением остывшей лавы купола новой порцией вязкой выдавливающейся лавы. Судя по непосредственным наблюдениям, купола образуются в течение длительного времени при неоднократном внедрении новых порций вязкой лавы в тело купола и в результате дробления застывших участков более ранних порций лав.

В результате постепенного внедрения лавы при длительном формировании купола часто образуется сложная структура купола с проявлением вертикальной, веерообразной полосчатости и чередованием плотных полос лавы с полосами лавобрекчий. Форма купола зависит от рельефа местности и направления канала. На плоской поверхности земли и при вертикальном канале образуется изометричный купол. В случае экструзии на крутом склоне вулкана или при наклонном канале образуется асимметричный купол или купол с потоком.

Образование агломератовых потоков (рис. 51). В вулканических толщах часто обнаруживаются мощные отложения грубообломочного материала; способ образования их недостаточно ясен. Бо́льшая часть из них является, вероятно, агломератовыми потоками, образование которых обычно сопровождает кислые экструзии (поднятие андезитовых и дацитовых куполов). Агломератовые массы могли образоваться при извержении раскаленных туч направленного действия и раскаленных каменных лавин при катмайском и пелейском типах извержений и, наконец, из грязевых потоков, нередко сопровождающих извержения. Иногда очень трудно определить генезис агломе-

http://jurassic.ru/

ратовых масс на вулканах, поэтому результаты наблюдений над их формированием при извержениях Шивелуча и Безымянного представляют значительный интерес.

Зона отложений направленного взрыва Безымянного протягивается на 30 *км*, при ширине 13—14 *км*, занимая площадь 400 *км*². Всю эту площадь покрыл мощный слой горячего песка и пепла. Материал отложился не только в долинах, но и на высоких отрогах соседнего вулкана Зимина. Раскаленная туча при своем движении обтекала

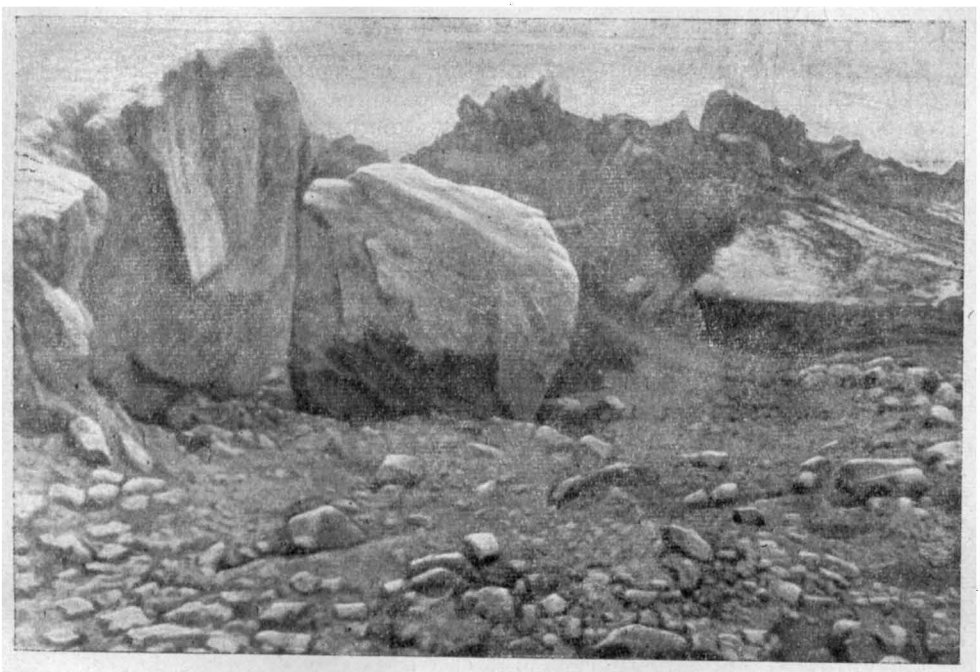


Рис. 51. Глыбы в агломератовом потоке

поверхность рельефа. Наибольшая мощность отложений приурочивается к главному направлению взрыва, средняя мощность здесь равняется 35—40 *м*. В 12—13 *км* от вулкана в направлении осевой части взрыва образовались холмы агломерата высотой от 1—2 до 10—20 *м*. Состав отложений очень типичен — в тонком пепле содержатся обломки до 20 *см* диаметром, состоящие из лав старой постройки вулкана.

Агломератовый поток, образованный каменными лавинами при извержении вулкана Безымянного (Богоявленская, 1960а), залегал в отрицательных формах рельефа, имел сложное очертание и строение. Холмы разделили его на четыре рукава. Основной агломератовый поток протянулся на 18 *км*. Вниз по долине ширина потока постепенно уменьшалась. В конце потока располагается характерный вал из грубоокатанных валунов свежей лавы, напоминающей конечную морену. Отложения в крутой части склона вулкана вблизи кратера почти отсутствовали, и скопления рыхлого материала наблюдались в основном у подножия вулкана. Площадь основного русла потока 25 *км*², мощность в среднем 20—25 *м*, наибольшая 65—70 *м*; объем всего агломератового потока около 1 *км*². Агломератовый поток основного русла представляет собой хаотическую смесь песка, пепла и обломков лавы различных размеров. Стратификация материала не наблюдается ни по про-

http://jurassic.ru/

стиранию потока, ни поперек его, ни по разрезу. Поток лежит на моренных отложениях, местами на почве. Пеплы, залегающие в основании потока и образовавшиеся раньше в результате взрыва направленного действия, у контакта с потоком на 10 *см* окислены и имеют красную окраску. Вся толща потока серого цвета, несколько уплотнена, обломки различных размеров распределены беспорядочно. Большинство обломков слегка окатано. Бо́льшая часть глыб (60—70% всего материала агломерата) относится к свежему материалу извержения. Глыбы лавы старой постройки вулкана распределены в потоке неравномерно и составляют меньшую часть. В большем количестве они обнаруживаются по краям потока.

Мощные толщи агломератового потока содержали большое количество тепла и газов, что обусловило развитие на потоках фумарол. В распределении фумарол замечена закономерность: они приурочивались, как правило, к похороненным руслам водоемов. К участкам агломератового потока, имеющим мощность 60—65 *м*, приурочены наиболее высокотемпературные фумаролы — до 450° (на глубине 50—60 *см*). Столь высокая температура в значительной мере обусловлена, вероятно, окислительными процессами. В этих участках проявляется покраснение лавы и частичное спекание пеплового материала.

В результате каменных обвалов при выдвижении (росте) нового купола Суелич на вулкане Шивелуч и катящихся каменных лавин образовалась мантия из крупных глыб лавы с небольшим количеством пепла общей мощностью 50—75 *м*. От купола вниз по долине протянулся агломератовый поток длиной 4 *км* и шириной от 100 до 10 *м*. Агломератовый поток представляет собой хаотическое скопление крупных глыб лавы, погруженных в тонкий мучнистый пепел. Огромные глыбы лавы (объемом в десятки кубических метров) обнаруживаются как в истоке, так и у окончания потока. В средней части потока мощность отложения составляла около 30 *м*, в конечной (на расстоянии 3,5 *км*) — около метра. Бомб в потоке не было, однако некоторые глыбы имели растрескавшуюся поверхность. Пепел потоков быстро уплотнялся (схватывался).

После прохождения раскаленных лавин по краям полосы, где проносились лавины, появлялись своеобразные узкие насыпи из грубоокатанных глыб лавы, напоминающие по внешнему виду боковую морену.

Образование грязевых потоков. Горячий материал извержений, отложившийся в короткое время на больших площадях, вызывает бурное таяние снега. В долине р. Хапицы и на склоне Ключевского вулкана при извержении Безымянного образовались мощные грязевые потоки (лахары) разрушительной силы. В осевой части грязевых потоков густые непроходимые леса были срезаны, стволы унесены. Через час после начала извержения у подножия вулкана все лахары слились в одну. На расстоянии 70—80 *км* от вулкана лахаровый поток впал в долину р. Камчатки языком шириной 6 *км*. Текущий грязевый поток был густой, крупные глыбы лавы плыли на его поверхности. В конце потока в виде своеобразной конечной морены отложилась хаотическая смесь грязи, стволов и ветвей деревьев. Мощные отложения грязевых потоков, состоящие из глыб лав различных размеров, вулканического пепла, песка, торфяных отложений, ила, деревьев, могут остаться в геологическом разрезе.

Сходные грязевые потоки образовались при извержении Ключевского вулкана в 1945 г. Обрушившиеся на склоны массы раскаленного материала вызвали таяние ледников и снега с образованием мощных грязевых потоков. Несмотря на тридцатиградусный мороз, грязевые

http://jurassic.ru/

потоки пронеслись вниз от места их зарождения на 30 *км*, перенося огромные массы лавового материала и отложив его в удалении от вулкана.

Большие массы пирокластического материала, как правило, образуются при извержениях вулканов в андезитовую и дацитовую стадии. При определении древних центров извержений по пирокластическому материалу всегда необходимо иметь в виду, что области с наибольшей его мощностью бывают пространственно разобщены с центром эксплозии. Величина обломочного материала не всегда находится в строгой зависимости от расстояния до центра извержения.

Образование кальдер. По вопросу об образовании кальдер существуют глубокие разногласия. Большинство вулканологов (Беммелен, Вильямс, Влодавец и др.) считают, что кальдерой можно называть впадины, образовавшиеся вследствие проседаний после вулканических извержений; впадины, образовавшиеся в результате взрыва, являются кратерами. При таком определении в основу кладется генетический признак. Другие исследователи за основу берут морфологический признак, в частности, размеры диаметра депрессии, отношение диаметра основания вулкана к диаметру депрессии и т. д.

По-видимому, правильнее при определении кальдеры и кратера учитывать морфологический признак, поскольку не всегда можно определить способ их образования. Основным критерием для определения может быть диаметр депрессии (меньше полутора километров — кратер, больше — кальдера), а также отношение диаметра основания вулкана к его высоте. Способ образования кальдер может быть сложный, с сочетанием явлений взрыва, проседания, обвалов и эрозии.

Образование кальдеры диаметром около 2 *км* наблюдалось при извержении вулкана Безымянного в 1955 г. (Горшков, 1957д). В результате взрыва в марте 1955 г. Безымянный из конусообразного вулкана превратился в вулкан-кальдеру, при этом вершина его понизилась на 300 *м*. Купол, находящийся в юго-восточной части вулкана, был полностью уничтожен. После окончания взрывов произошло дальнейшее значительное обрушение стенок кратера, в результате чего он еще больше расширился. Вновь образовавшийся кратер имел форму вытянутого в широтном направлении полукольца размером 1,5×2,5 *км*, открытого на восток; дно его спустилось до самого основания вулкана. Учитывая процесс образования впадины и отношение диаметра вновь образовавшегося кратера к высоте вулкана, Г. С. Горшков справедливо определил его как кальдеру. Таким путем могло происходить обезглавливание некоторых вулканов Камчатки.

Продукты извержений

При извержениях вулканов на поверхность попадают продукты различного физического состояния — жидкие и пластические, при остывании дающие лаву; полуотвердевшие — фигурные бомбы и лапилли; твердые блоки — лапилли, песок, являющиеся источником для образования туфов; газообразные — пары воды и газы, в основном рассеивающиеся в атмосфере и водах.

Процессы дифференциации, происходящие в канале и очаге вулкана в межпароксизмальные периоды, обусловливают колебания в химическом составе лав. На состав пирокластических продуктов, кроме процессов дифференциации магмы, влияют условия, в которых происходит перемещение материала (эоловая и водная дифференциация); состав же газообразных продуктов в значительной степени обусловлен их летучестью.

http://jurassic.ru/

Средние составы четвертичных

Компоненты	Содержа										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	57,70	55,90	57,76	50,98	51,42	50,92	50,13	54,79	54,45	55,11	55,09
TiO_2	0,76	0,81	0,75	1,03	0,99	1,02	1,16	0,84	0,92	0,75	0,91
Al_2O_3	17,07	17,05	17,37	17,04	16,29	17,84	16,91	17,76	17,64	17,97	17,72
Fe_2O_3	3,68	3,88	3,72	4,50	4,1	4,76	4,89	3,92	3,76	4,32	2,60
FeO	3,62	3,94	3,75	5,08	5,15	5,19	4,64	4,52	4,83	4,05	5,39
Mno	0,19	0,14	0,17	0,37	0,16	0,29	0,13	0,14	0,15	0,13	0,17
MgO	4,02	4,79	3,71	6,47	6,84	5,97	6,82	4,57	4,87	4,15	5,19
CaO	7,09	7,95	7,06	9,57	9,61	9,57	9,49	8,18	8,38	8,06	7,54
BaO	0,03	0,04	0,02	0,06	0,06	—	—	0,04	0,04	0,04	—
NaO	3,28	3,23	3,13	2,53	2,36	2,47	3,04	3,06	3,20	2,86	3,38
K_2O	1,56	1,40	1,42	1,13	1,30	0,94	1,22	1,16	1,29	0,99	1,38
H_2O	0,43	0,46	0,44	0,42	0,57	0,41	0,40	0,47	0,43	0,56	0,42
P_2O_5	0,12	0,19	0,08	0,16	0,27	0,07	0,11	0,14	0,15	0,14	0,07
Co_2	0,01	0,02	0,02	0,02	0,05	—	0,11	0,21	0,20	0,25	—
SO_3	0,11	0,08	0,16	0,17	0,20	—	0,17	0,13	0,09	0,15	0,33
Cl	0,08	0,10	0,09	0,06	0,06	—	0,07	0,07	0,07	—	—
F	0,05	0,06	0,03	0,03	0,03	—	—	0,02	0,02	0,02	—
Сумма	99,80	100,04	99,68	99,62	99,46	99,45	99,29	100,02	100	99,5	100,9

1 — лава Камчатки (среднее из 260 анализов); 2 — лава Центральной Камчатской (среднее из 113 анализов); 4 — базальт Камчатки (среднее из 69 анализов); 5 — базальт Камчатской активной зоны (среднее из 29 анализов); 7 — базальт Срединного хребта 9 — андезито-базальт Центральной Камчатской депрессии (среднее из 32 анализов); 11 — андезито-базальт Срединного хребта (среднее из 5 анализов); 12 — андезит Кам (среднее из 34 анализов); 14 — андезит Восточно-Камчатской активной зоны (среднее Камчатки (среднее из 34 анализов); 17 — дацит Центральной Камчатской депрессии лизов); 19—дацит Срединного хребта (среднее из 16 анализов); 20 — липарито-дацит из 6 анализов); 22 — липарит Камчатки (среднее из 15 анализов); 23 — липарит Во хребта (среднее из 5 анализов).

Л а в а. Четвертичные и современные лавы Камчатки по своим петрохимическим особенностям относятся к тихоокеанской известково-щелочной провинции, богатой известью. Для них характерно преобладание натрия над калием и частая пересыщенность кремнеземом, проявляющаяся даже в основных разновидностях лав, в которых минералогически проявляется оливин (табл. 29, 30).

Большая часть химических анализов современных и четвертичных лав опубликована в Трудах лаборатории вулканологии АН СССР и Бюллетене Камчатской вулканологической станции. Для выявления и сопоставления петрохимических закономерностей все анализы рассчитаны по методу Заварицкого и нанесены на диаграмму (рис. 52). Рой точек, отражающих химизм ассоциации лав Срединного хребта на всем его протяжении, независимо от различия в геологическом строении его южной и северной частей, имеет наибольший разброс, располагаясь широкой полосой от типа «Иеллоустонского парка» по Бурри до самого крайнего известковистого типа пород. Точки, отражающие химизм лав

http://jurassic.ru/

Таблица 29

и современных лав Камчатки

ние, %

12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
59,25	59,48	58,82	60,56	65,25	64,15	65,44	65,37	68,88	68,84	71,85	71,92	72,30
0,68	0,64	0,70	0,87	0,55	0,43	0,64	0,51	0,36	0,36	0,25	0,26	0,25
17,58	17,19	17,63	16,36	16,67	17,39	16,73	16,44	15,60	15,70	14,46	14,91	14,63
3,81	4,12	3,52	3,34	2,72	2,24	2,35	3,17	1,53	1,66	1,40	1,50	1,41
3,06	2,46	3,56	3,32	1,80	2,03	2,39	1,22	1,40	1,35	0,88	1,00	0,77
0,13	0,12	0,14	0,14	0,12	0,10	0,15	0,09	0,09	0,10	0,07	0,07	0,08
3,34	3,56	3,12	2,33	1,49	1,57	1,56	1,40	1,26	1,36	0,56	0,58	0,59
6,55	6,72	6,69	5,72	4,19	5,06	4,33	3,86	2,29	2,14	1,67	1,49	0,59
0,05	0,04	0,07	—	0,05	0,03	0,02	—	0,03	0,03	0,04	0,04	—
3,55	3,79	3,24	3,86	4,03	4,19	3,98	4,04	4,22	4,20	4,28	4,35	3,97
1,53	1,51	1,47	2,21	2,16	1,81	1,74	2,62	3,07	3,32	3,39	3,74	2,88
0,36	0,40	0,39	0,31	0,48	0,45	0,31	0,64	0,45	0,50	0,44	0,53	0,36
0,25	0,25	0,24	0,25	0,25	0,33	0,24	0,38	0,15	0,15	0,09	0,08	0,01
—	—	—	—	0,07	—	—	0,07	0,05	0,05	—	—	—
0,04	0,04	0,06	0,015	0,04	0,06	0,10	0,03	0,04	0,07	0,02	0,01	0,03
0,04	0,04	0,05	—	0,09	—	0,16	0,05	0,09	0,09	0,07	0,08	0,07
0,04	—	0,04	—	0,02	—	0,02	—	—	—	0,03	0,03	0,03
100,26	100,36	99,74	99,28	99,98	99,84	100,16	99,89	100,32	100,42	99,50	99,80	99,39

депрессии (среднее из 99 анализов); 3 — лава Восточно-Камчатской активной зоны Центральной Камчатской депрессии (среднее из 28 анализов); 6 — базальт Восточной (среднее из 12 анализов); 8 — андезито-базальт Камчатки (среднее из 67 анализов); 10 — андезито-базальт Восточно-Камчатской активной зоны (среднее из 30 анализов); чатки (среднее из 68 анализов); 13 — андезит Центральной Камчатской депрессии из 30 анализов); 15 — андезит Срединного хребта (среднее из 4 анализов); 16 — дацит (среднее из 4 анализов); 18 — дацит Восточно-Камчатской зоны (среднее из 14 ана- Камчатки (среднее из 7 анализов); 21 — липарито-дацит Срединного хребта (среднее сточно-Камчатской активной зоны (среднее из 9 анализов); 24 — липарит Срединного

Центральной Камчатской депрессии, разместились вдоль вариационной кривой типа Лассен-Пик. Рой точек, соответствующих лавам Восточной активной зоны, располагаясь левее, отражает более известковистый характер ассоциации типа Пеле.

Петрохимическое разнообразие четвертичных вулканических пород Срединного хребта обусловлено длительностью развития вулканизма и отчасти проявлением дифференциации контаминированной магмы. Для ассоциации базальтов и липаритов в этой зоне характерно появление биотита. Для Центральной Камчатской депрессии характерны более основные лавы, что отражает начальный цикл орогенного поднятия. В Восточной активной зоне проявляется вулканизм, присущий орогенной тихоокеанской провинции, в пределах которой развиты породы крайнего известковистого ряда с преобладанием андезитов.

Разнообразие лав от базальтов до липаритов в последних двух зонах с одной и той же фазой минералов (основные плагиоклазы и пироксены) объясняется нормальным ходом дифференциации базальтовой

http://jurassic.ru/

Химический состав датированных

№ п/п	Наименование вулкана	Содержа					
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO
1	Ключевской, паразитический кратер Киргурич (изверж. 1932 г.)	51,51	0,57	14,91	3,02	6,26	0,20
2	Ключевской, паразитический кратер Туйла (изверж. 1932 г.)	52,34	0,95	14,57	2,69	6,09	0,11
3	Ключевской, главный кратер (изверж. 1937 г.)	54,48	1,10	17,42	2,45	5,94	0,29
4	Ключевской, главный кратер (изверж. 1937 г.)	53,50	0,78	16,67	3,41	5,63	0,20
5	Ключевской, паразитический кратер Козей (изверж. 1938 г.)	53,93	1,14	16,91	3,45	5,51	0,20
6	Ключевской, паразитический кратер Третий (изверж. 1938 г.)	53,48	0,93	16,53	4,52	5,64	0,16
7	Ключевской, паразитический кратер Тиранус (изверж. 1938 г.)	53,17	0,88	14,27	5,92	5,92	0,16
8	Ключевской, паразитический кратер Билюкай (изверж. 1938 г.)	53,08	1,08	16,62	2,50	6,52	0,25
9	Ключевской, паразитический кратер Билюкай (изверж. 1938 г.)	53,46	1,01	15,37	2,59	6,13	0,19
10	Ключевской, паразитический кратер Билюкай (изверж. 1938 г.)	51,02	1,00	17,03	3,58	5,23	0,35
11	Ключевской, паразитический кратер Заварицкого (изверж. 1945 г.)	53,22	0,80	17,28	3,64	6,22	0,20
12	Ключевской, паразитический кратер Заварицкого (изверж. 1945 г.)	51,52	1,11	17,02	4,20	5,81	0,20
13	Ключевской, паразитический кратер Апахончич (изверж. 1946 г.)	50,10	1,03	19,99	4,19	5,02	0,25
14	Ключевской, паразитический кратер Былинкиной (изверж. 1951 г.)	53,97	0,72	15,43	7,48	6,16	0,14
15	Ключевской, паразитический кратер Белянкина (изверж. 1953 г.)	53,89	0,92	17,30	4,21	7,20	0,09
16	Шивелуч, Суелич (изверж. 1956 г.)	59,57	0,51	16,44	4,11	2,49	0,29
17	Плоский Толбачик, побочный кратер (изверж. 1956 г.)	49,84	0,95	15,73	3,28	6,16	0,12
18	Авача (изверж. 1909 г.)	54,74	0,72	18,13	2,74	5,21	0,10
19	Авача (изверж. 1926 г.)	55,98	0,73	17,40	3,30	4,91	0,15
20	Карымский (изверж. 1934—1935 гг)	64,60	0,90	16,38	1,57	3,76	0,25

По данным В. И. Влодавца, 1939в, 1940а, 1957г (1, 14, 15, 17, 20), А. Н. Заварицкого, 1956 (11, 12)

http://jurassic.ru/

Таблица 30

(современных) лав Камчатки

ние, %												Сумма
MgO	CaO	BaO	Na_2O	K_2O	H_2O^+	H_2O^-	P_2O_5	CO_2	SO_3	Cl	F	
9,37	10,80	—	2,15	0,63	0,32	—	—	—	—	—	—	99,74
9,89	9,76	—	2,54	0,67	0,48	0,03	0,11	—	—	—	—	100,23
5,12	8,31	0,01	3,43	1,19	0,12	—	0,32	—	—	—	—	100,18
5,66	9,33	—	3,20	1,06	0,55	0,08	0,23	—	—	—	—	100,30
5,74	8,57	0,04	3,23	1,07	—	—	0,27	—	0,07	—	—	100,13
6,56	8,80	—	2,56	1,46	—	—	—	—	—	—	—	100,64
6,35	9,40	—	2,58	1,23	0,04	—	—	—	—	—	—	99,92
6,11	8,80	—	3,08	1,08	0,59	0,14	0,25	—	—	—	—	100,10
8,12	9,42	—	2,40	1,10	0,04	0,14	0,27	—	—	—	—	100,24
6,75	10,45	—	2,93	1,34	0,20	0,10	0,11	—	—	—	—	100,10
5,42	8,60	0,10	2,90	1,20	0,11	0,08	0,20	Нет	0,06	0,10	0,02	100,15
5,97	9,02	0,04	2,71	1,07	0,98	0,29	0,11	—	0,16	—	—	100,21
5,98	8,58	—	2,84	1,52	0,12	0,08	—	—	—	—	—	99,70
4,46	8,27	—	2,07	0,94	0,03	0,04	0,24	0,28	0,23	0,03	0,03	100,52
4,41	8,33	—	2,75	1,11	0,07	0,02	0,08	0,03	0,06	0,03	0,04	100,54
4,04	6,43	—	3,27	2,72	0,40	—	—	—	—	—	—	100,27
9,83	9,61	0,04	2,51	1,17	0,08	Нет	0,25	0,35	0,10	Нет	0,02	100,04
5,15	9,18	—	3,14	0,70	0,27	0,04						100,12
5,01	9,02	—	2,43	0,65	0,49	0,31	—	—	—	—	—	100,38
1,46	4,58	Нет	4,39	1,66	Нет	Нет	0,37	—	—	—	—	99,92

кого, 1935а, б (2, 18), С. И. Набоко, 1947а 1953б 1954е (3—10, 13, 16); Б. И. Пийпа,

http://jurassic.ru/

магмы в каналах и очагах вулканов центрального типа. Появление роговой обманки в базальтах, андезитах и дацитах отражает особые условия становления пород участков магмы, обогащенных летучими, в частности парами воды, и имеет место во всех структурных зонах. Роговообманковыми базальтами обычно бывают сложены некки или нижние части мощных потоков, роговообманковые андезиты и дациты характерны для экструзивов. На диаграмме Заварицкого такие роговообманковые породы часто не отделяются от пироксеновых лав, отражая тождество химических составов.

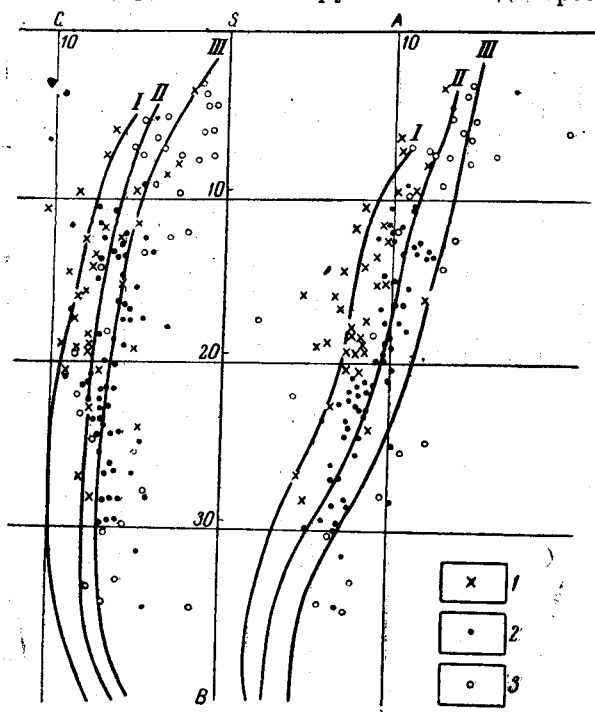


Рис. 52. Диаграмма химического состава типов четвертичных и современных лав Камчатки. Составила С. И. Набоко

1 — Лавы Восточной Камчатки; *2* — лавы Центральной Камчатской депрессии; *3* — лавы Срединного хребта. *I* — тип Пеле, *II* — тип Лассен-Пик, *III* — тип Иеллоустонского парка

Увеличение общей щелочности (а среди щелочных металлов — калия) с востока на запад, от ассоциации лав Восточной активной зоны через Центральную Камчатскую депрессию к Срединному хребту, отражает, вероятно, общую закономерность, проявляющуюся и в других островных дугах,— увеличение щелочности пород в направлении к платформе. Предполагается, что это обусловлено процессами в подкоровом веществе. По простиранию дуги изменения химизма лав не наблюдается.

В результате процессов дифференциации, происходящих в каналах и очагах вулканов в межпароксизмальные периоды, продукты извержения их по ходу извержения и в течение всей геологической истории вулкана меняют свой химический и минералогический состав, чем обусловливается разнообразие лав как одного вулкана, так и вулканической провинции в целом. Как показывают наблюдения, большинство вулканов являются деятельными длительное геологическое время. Имеется много примеров, когда вулкан, зародившись в конце третичного времени, действует через основной канал до настоящего времени. Все разнообразие пород, связанных с одним центром извержения, обязано дифференциации (кристаллизационной, диффузионной), происходящей в периферическом магматическом очаге и канале вулкана в периоды между извержениями. Такой дифференциацией объясняется смена лав от более кислых к основным по мере развития извержения и поступления на поверхность все новых и новых порций лавы из более глубоких частей канала.

В ходе извержения Ключевского вулкана в 1937—1938 гг. состав пеплов (в основном ювенильных) менялся по ходу извержения от более кислых к более основным (Набоко, 1947а). Такой же характер изменения состава лавы наблюдался во время извержения в 1945 г. по-

http://jurassic.ru/

бочного кратера им. Заварицкого Ключевского вулкана. В начале извержения из верхней части канала вытекала лава более легкая (*b* 21,8) и более кислая (*Q* +0,4), а в конце более тяжелая (*b* 23,4) и более основная с *Q* —1,8 (Пийп, 1956).

При одновременных извержениях нескольких побочных кратеров на Ключевском вулкане, находящихся на различных гипсометрических уровнях, как это было в 1938 и 1945 гг., лава поступала на поверхность из различных горизонтов канала (или очага). Особенности состава лав из различных кратеров убедительно показывают наличие процесса дифференциации магмы в канале. Лава верхних кратеров прорыва 1938 г., по данным С. И. Набоко (1947а), была более легкая (*b* 21,6) и более кислая (*Q* +0,5), нижних кратеров — более тяжелая (*b* 26,8) и более основная (Q —1,3). В 1945 г. ранние продукты извержения верхнего кратера были более кислыми по сравнению с первыми порциями лавы, излившимися одновременно из нижнего кратера. Лавы, излившиеся из нижних кратеров прорыва 1938 г., имели в своем составе оливин, клинопироксен и плагиоклаз; в лавах из верхних кратеров оливина было мало или не было совсем, но присутствовал ортопироксен. Состав самих минералов, судя по оптическим свойствам, менялся в сторону обогащения железом цветных компонентов лав верхних кратеров. Таким образом, в результате процессов дифференциации в канале состав продуктов одного извержения во времени колебался от базальта до андезито-базальта.

В длительную историю существования периферического очага магмы эволюция ее происходит в направлении от основной к кислой с обогащением последних дифференциатов более легкоплавкими силикатами и легколетучими компонентами. На примере ряда вулканов— Шивелуч, Хангар, Мутновский и др. — видно, как в заключительную стадию развития сложных андезито-базальтовых вулканов происходят экструзии более кислых лав андезитов и дацитов.

В четвертичных и современных лавах Камчатки наблюдается резкое несогласие модального и нормативного составов всех минералов. Минералы вкрапленников резко обогащены тугоплавкой фазой; плагиоклазы — кальцием, пироксены — кальцием и магнием, оливин—магнием. Разница в модальном и нормативном составе плагиоклаза (обогащение кальцием) увеличивается от базальтов к дацитам. Минералы, кристаллизующиеся в наземных условиях (после резкого спада температуры и давления) в виде кайм вокруг вкрапленников и в виде микролитов обогащены легкоплавким компонентом: плагиоклазы — натрием, пироксены и оливин — железом. Несоответствие модального и нормативного составов микролитов стоит в тесной связи с количеством в лаве вкрапленников. При большом количестве вкрапленников плагиоклаз, образующий каймы, а также микролиты обогащены по сравнению с нормативом натровой молекулой; пироксен и оливин более железисты. В кислых лавах (дациты, липариты), обычно бедных вкрапленниками, каймы и микролиты плагиоклаза близки по составу к нормативу или даже более основные.

В результате сложных геоструктурных условий, в которых развивается современный вулканизм, и дифференциации магмы в вулканических каналах и очагах в пределах камчатской провинции одновременно извергаются лавы различного химического и петрографического состава — от базальтов до дацитов. Это всегда необходимо учитывать при определении возраста вулканогенных толщ новейшего и древнего вулканизма по химизму лав. Однако бóльшая часть вулканов Камчатки в современную эпоху извергает андезиты (Шивелуч, 1945—1950 гг.; Безымянный, 1955 г.; Авачинский, 1946 г.; Корякский, 1957 г.;

http://jurassic.ru/

Ксудач, 1907 г.), что характерно для орогенической провинции; значительно меньшая — основные лавы, базальты и андезито-базальты (Ключевская сопка, 1932, 1938, 1945, 1946, 1951, 1953, 1956 гг.; Толбачик, 1941 г.); еще меньшая часть — кислые, дациты (Карымский вулкан, 1934—1935 гг.). Это относится и к объемам изверженных продуктов. В современную эпоху на поверхность земли поступает в наибольшем количестве вулканический материал андезитового, в значительно меньшем — базальтового и в еще меньшем — дацитового состава. При базальтовых извержениях преобладает эффузивный материал, при андезитовых — пирокластический.

Пирокластический материал. Пирокластический материал имеет очень большое значение в строении вулканов и вулканических толщ Камчатки. При извержениях он разносится на большие расстояния, в результате эоловой и водной дифференциации резко меняет свой первоначальный состав, поэтому определение центра извержения пирокластического материала бывает более затруднительным, чем лавы. Объем пирокластического материала, площадь распространения, мощность отложений, механический состав и форма фрагментов обусловлены в основном типом извержения, рельефом местности и климатическими условиями. Наибольшее количество пирокластического материала, как правило, образуется при извержениях кислых вулканов. В процессе эволюции вулкана наибольшее количество пирокластического материала часто связано с зарождением и затуханием вулкана (начальным и конечным взрывом), а в процессе одного цикла извержения — с началом и концом его.

При стромболианском и вулканском взрывах пирокластический материал направляется в основном вверх и крупные обломки падают на склоны вулкана. В случае крутых склонов он перемещается вниз, однако распространение его в общем ограничивается постройкой вулкана. Более мелкий материал — вулканический песок и пыль—разносится на большие пространства и площадь его осаждения обусловливается как силой взрыва, так и направлением и силой ветра на различных высотах. При прорывах побочных кратеров Билюкая и Заварицкого блоки и бомбы диаметром 1 *м* разлетались на сотни метров, вулканический же песок и пыль распространялись более или менее равномерно в стороны от центра извержения (кратера) на десятки и сотни километров. Бомбы и глыбы в большей своей массе скапливались на площади радиусом 200 *м*, наращивая шлаковый конус, и только единичные из них разлетались на расстояние до 500 *м*. Крупный вулканический песок покрывал площадь радиусом 1—2 *км*, вулканическая пыль разносилась на сотни километров.

Однако и при стромболианском и вулканском типах извержения пирокластический материал часто выносится не вертикально вверх, а под некоторым углом в зависимости от направления канала; соответственно в направлении наклона канала происходило накопление пирокластического материала большей мощности. Каналы побочных кратеров Ключевского вулкана были обычно направлены к центру вулкана. Центральный канал Ключевского вулкана в различные периоды в верхней части имел искривления, что могло обусловливаться образованием внутрикратерных лавовых нагромождений. По этой причине в 1945 г. продукты взрыва падали преимущественно на северо-западный склон конуса.

Распределение пирокластического материала на склоне вулкана находится в прямой зависимости от угла его наклона: при крутом склоне материал скатывается вниз и отрывается от центра извержения. Так, при извержении Ключевского вулкана в 1945 г., как уже было

http://jurassic.ru/

сказано выше, пирокластический материал скатывался по вновь образованному ущелью и откладывался на обширной площади, находящейся на 2000 *м* ниже кратера. Мощность залежи достигала 60—75 *м* и состояла из хаотически перемешанных обломков лавы различных размеров — от 7 *м* в диаметре до песчинок. Обломки принадлежали к свежей и старой лаве. Не зная хода извержения, можно было объяснить максимальное скопление пирокластического материала нахождением здесь центра эксплозии.

При стромболианских взрывах (во время извержений Ключевского вулкана и Толбачика) в связи с высокой температурой лавы и ее пластичностью образуются бомбы крученые, ребристые, овальные и т. д., лапилли ажурные, песок и пыль с изогнутыми, оттянутыми формами; при вулканском типе такие бомбы не возникают, однако глыбы имеют растрескавшуюся поверхность типа хлебной корки; форма глыб часто угловатая (извержения Шивелуча, Авачи).

При извержениях пелейского типа выдавливающаяся плотная полузастывшая лава закупоривает канал и обусловливает взрывы направленного действия. Благодаря этому пирокластический материал распространяется лавиной или тучей в одном направлении на десятки километров, отлагаясь в виде агломератового потока. При извержении Шивелуча в 1946—1950 гг. из раскаленных каменных лавин и раскаленных туч сформировался агломератовый поток, вытянутый на 3 *км*. Глыбы лавы гигантских размеров весом в сотни тонн разносились на все это расстояние. Агломератовые потоки по простиранию часто сменяются отложениями грязевых потоков, поскольку большие массы раскаленного материала вызывают таяние ледников и снежников. Отложения грязевых потоков отличаются от агломератовых масс собственно раскаленных лавин большей сортированностью, бóльшим разнообразием состава обломков за счет посторонних пород, различными размерами фрагментов — от крупных до самых мелких, цветом и формой частиц тонкого грязевого материала.

В мощных толщах пирокластического материала некоторое время сохраняется высокая температура за счет первоначального их тепла и вторичных реакций в газовой фазе и газов с твердой лавой. Реакции окисленных газов и лавы в отдельных участках вызывают вторичное разогревание лавового материала до температур размягчения и спекания его.

Вслед за отложением пирокластического материала начинается разрушение его накоплений. В участках малой мощности пылевидный материал вымывается и на месте остаются изолированные глыбы лавы. В участках потока большей мощности в глубоких его частях сохраняется первоначальный механический состав, на поверхности же потока появляются изолированные глыбы лавы. Характерной особенностью пирокластических отложений, образовавшихся при пелейском и катмайском типах извержений, является сочетание фрагментов двух размеров — крупных глыб и тонкого пылевидного материала. Такой механический состав обусловлен механизмом лавин и самовзрыванием на поверхности земли глыб раскаленной кислой лавы с образованием розовой (окисленной) пыли. Соотношение грубого и тонкого материала изменяется в сторону значительно большего преобладания при катмайском типе извержения тонкого материала. Мощность отложений вдоль агломератового потока непостоянна. Агломератовый поток, сформировавшийся при извержении Шивелуча в 1946—1950 гг., имел максимальную мощность 60 *м* у подножия купола за счет каменных обвалов при его выдавливании (образование мантии); в большем удалении

http://jurassic.ru/

мощность менялась и обусловливалась рельефом ложа и наложением следующих друг за другом горячих лавин.

Все извержения вулканов сопровождаются выбросами в атмосферу масс пепла и последующими пеплопадами. Количество пеплов, их состав и форма частиц, площадь распространения и распределение мощностей зависят в первую очередь от характера и силы взрыва и частично определяются атмосферными условиями. Однако при взрывах направленного действия раскаленный пепел выносится в виде струи в одном направлении, образуя пепловые потоки. При взрыве Безымянного в октябре 1955 г. из кратера с большой силой вырвалась веерообразная струя горячего пепла, который отложился в виде потоков, представляющих собой узкие полосы длиной в несколько километров и мощностью в несколько метров.

При обычных вулканских и стромболианских взрывах пепел поднимается на высоту порядка десятков километров и воздушными течениями разносится на обширные площади. Значительная часть пепла (наиболее крупные частицы) оседает в окрестностях вулкана. При извержении вулкана Безымянного за 9 месяцев было выброшено по примерным подсчетам 0,5 *км*^{3} пепла. Слой его у подножия вулкана был настолько мощный, что сравнял мелкие неровности рельефа; даже в 15 *км* от вулкана мощность пепловых отложений достигала 30 *см*, в 45 *км* 4,5 *см*. После уплотнения пепел войдет в состав почвы.

В результате взрыва на вулкане Безымянном 4 октября 1954 г. пеплопад прошел узкой полосой шириной в 50 *км* и длиной свыше 400 *км*, причем количество пепла, выпавшего на этой площади, достигло 0,2 *км*^{3}. Вблизи вулкана пепел был псаммито-алевритовый, в удалении — алевритовый и еще в большем удалении — пелитовый. Вулканическая пыль разнеслась на большие расстояния и наблюдалась в Англии.

На состав эксплозивных продуктов, кроме указанных процессов дифференциации в канале, сказываются условия транспортировки материала. Перемещение его в воздухе ведет к эоловой дифференциации. Тяжелые частички, обогащенные цветными компонентами и рудными зернами, осаждаются на землю первыми и вблизи центра извержения, поэтому часто этот пепел имеет более основной состав, чем исходная лава. По мере удаления от центра извержения и с течением времени выпадают более легкие и более кислого состава частички пепла. На эоловую дифференциацию влияет не только механический состав пеплов, но и степень раскристаллизованности вулканического материала. В случае стекловатого и, следовательно, однородного материала эоловая дифференциация не приводит к резкому изменению химического состава пеплов.

Газо-гидротермы вулканических районов Камчатки

На многих вулканах Камчатки проявляется длительная газо-гидротермальная деятельность. Из кратеров вулканов во время и между извержениями, из лавовых и агломератовых масс, доставленных извержением на поверхность земли, выделяются вулканические газы, а с длительной поствулканической стадией связано образование гидротермальных растворов. Вулканические газы имеют сложный состав, только частично отражающий состав магматических газов: к ним обычно примешиваются газы сгорающей растительности, атмосферы и вадозных вод. Все они являются не только механической примесью, но и активными реагентами, влияющими на температуру и молекулярное состояние вулканических газов.

http://jurassic.ru/

Как показывают результаты многочисленных анализов газов камчатских вулканов, выполненных Л. А. Башариной, базальтовая и андезитовая магма содержит и выделяет (в порядке уменьшения): пары воды, газы группы углерода (CO, CO_2, COS), серы (S, H_2S, SO_2), хлора и фтора (Cl, HCl, HF), мышьяка, брома, йода. Водород играет ведущую роль и, возможно, определяет течение многих вулканических процессов. Газы в камчатских магмах составляют до 2% их веса.

Наиболее интенсивная и длительная газовая деятельность приурочена к кратерам, куполам и обусловлена процессами в каналах вулканов. На лавовых и агломератовых потоках, оторвавшихся от выводного канала, газовая деятельность непродолжительна и неинтенсивна.

Состав газовых выделений меняется на различных стадиях извержения вулканов и в процессе последовательного остывания излившейся лавы. В момент пароксизма вулканов с взрывной деятельностью, характерной для всех активных вулканов Камчатки, сбор газов затруднителен, а анализ их при существующей методике неполный. По данным разрозненных анализов воздуха, вытяжек из пеплов извергавшихся вулканов (Ключевская сопка, 1937—1938 гг.; Шивелуч, 1946—1950 гг.; Безымянный, 1952 г.) установлено, что в вулканических газах присутствовали все упомянутые выше летучие компоненты магмы и в повышенных количествах HCl, HF и водород.

В промежуточное время между извержениями, судя по анализам газов из кратеров Ключевского вулкана и Толбачика, в состав вулканических газов входят преимущественно пары воды, H_2, CO_2, H_2S и SO_2; галоидные газы, как правило, отсутствуют.

Характер газов, выделяющихся из лавовых масс, попавших в результате извержения на поверхность земли, зависит в основном от состава лавы, характера ее извержения и длительности остывания.

Газовыделения из шлаковых конусов базальтовых и андезито-базальтовых вулканов (Ключевской, Толбачик) продолжаются десятилетиями. На примере шлаковых конусов Ключевского вулкана — Билюкая, Заварицкого — начальный период их газовыделений знаменуется наличием в них наравне с преобладающими газами группы углерода и серы также галоидных газов—HCl, NH_4Cl, HF, SiF_4 и др. По мере остывания лавы галоидные газы в фумаролах становятся подчиненными, а потом и совсем не определяются. Существенно галоидная стадия эксгаляции сменяется сернисто-углекислой, потом углекислой, заканчивающейся выделениями только паров воды. С начальной стадией жизни шлаковых конусов связано образование на раскаленных стенках трещин в лаве гематита, тридимита, тенорита, галита, сильвина, афтиталита. В дальнейшую длительную стадию остывания лавы образуются фториды — ральстонит, флюорит, нашатырь и, наконец, обильные сульфаты — гипс и другие.

Газовыделения из базальтовых и андезито-базальтовых потоков (Ключевского вулкана, Толбачика) кратковременные (1—3 года) и неинтенсивные. Характерным является преобладание галоидных (HCl, HF) фумарольных газов, а среди минералов возгонов галогенидов: нашатыря, галита, сильвина, медных хлоридов. Максимальное образование нашатыря приурочено к участкам, где лава погребла растительность. Сернистая и углекислая стадии эксгаляции на потоках резко не проявляются. Основная масса выделений газов прекращается раньше, чем лава успевает полностью остыть. Из трещин в лаве еще некоторое время продолжают выходить горячий воздух и пары воды. После прекращения фумарольной деятельности большинство минералов возгонов растворяется в атмосферных осадках и на ее проявление указывают тогда обеленные под действием фтористых га-

http://jurassic.ru/

зов участки лавы с новообразованиями ральстонита и флюорита, а также покрасневшие участки шлаков. Полностью остывшие базальты и андезито-базальты в основной своей массе остаются свежими, а поры и трещинки в них — свободными от минералообразований.

Газовыделения из эксплозивных кратеров на базальтовых и андезито-базальтовых вулканах (Ключевской) более продолжительны, чем на шлаковых конусах. Наиболее интенсивная газовая деятельность при одновременном образовании эксплозивных кратеров приурочена к кратерам в верхних частях линий прорыва (при прорыве в 1938 г.— к кратеру Козею, при прорыве в 1945 г.—к кратеру Обручева). В газовыделениях со дна кратеров среди кислых газов преобладают сернистые и углекислые; галоидные газы, в отличие от газовыделений из шлаковых конусов и лавовых потоков одновременного с ними образования, определяются в незначительных количествах. В связи с преобладанием сернистых газов в эксплозивных кратерах происходит обильное образование серы и сульфатов (квасцы, алуноген, галотрихит, гипс). В газовыделениях на гребнях эксплозивных кратеров из трещин вдоль зоны прорыва (на примере извержения 1945 г.) обильны фтористые газы, а среди минералов — возгоны фторидов (гиератит, малладрит). Наиболее длительные газовыделения приурочены ко дну эксплозивных кратеров.

После сернистой стадии наступает длительная углекислая стадия эксгаляции.

При температуре около 100° в эксплозивных кратерах происходит образование конденсированных поровых кислых сернистых растворов, вызывающих интенсивное кислотное выщелачивание пород, что приводит к образованию цветных глин, состоящих из каолинита и лимонита с алунитом и опалом. После прекращения фумарольной деятельности на фумарольных полях остаются цветные глины с алунитом, серой, гипсом, опалом и пиритом.

Газовыделения из андезитовых куполов длительны и интенсивны (на куполах 1945—1950 гг.—на вулкане Шивелуч, 1952 г.— на вулкане Безымянном). В отличие от эксгаляций из базальтовых эффузий в эксгаляциях из андезитовых экструзий во все стадии их формирования и остывания значительная роль принадлежит сернистым газам, а среди новообразований — сульфатам (тенардит, афтиталит, ангидрит и др.), подчиненная — галоидным. После активной стадии эксгаляций, содержащих и галоидные газы, на куполах начинается длительная (судя по старым куполам, исчисляющаяся столетиями) сольфатарная (сернистая) стадия, переходящая на последнем этапе в мофетную (углекислую). С длительной сольфатарной и мофетной стадиями, сопряженными с остыванием мощных масс андезитовой лавы купола и в канале, связано образование конденсированных поровых кислых растворов и интенсивное кислотное выщелачивание пород с образованием формации опалитов, алунитов, каолинитов с серой, сменяющейся на глубине сульфидами (см. раздел «Метаморфизм горных пород», стр. 358).

Газовыделения из агломератовых потоков, связанных с формированием андезитовых экструзий (куполов), обусловлены мощностью потока, начальной температурой агломерата и его составом, особенно гранулометрическим. Из агломератового потока, образовавшегося при формировании купола Суелич на вулкане Шивелуч в 1945—1950 гг., газовыделения были неинтенсивные и среди газов определены H_2, CO, H_2S, CO_2, HCl. Из более мощного агломератового потока, образовавшегося в 1955 г. в результате катастрофического взрыва вулкана Безымянного, газовыделения были интенсив-

http://jurassic.ru/

ными и продолжительными. Мощные фумаролы приурочивались к центральной части потока, фиксируя погребенное русло реки. Наиболее высокотемпературные фумаролы на потоке сосредоточивались в участках с наибольшей (до 60 *м*) мощностью агломерата: температура газовыделений достигала длительное время 400°. В газах определены CO_2, SO_2, H_2S, CO, CH_4, HCl, CO, H_2 в конденсатах газов — Cl, F, SO_4^2, H_3BO_3. Водяной пар составлял 90—98% общего объема газа. В сухом газе содержалось до 50% воздуха, сильно обедненного кислородом (кислород воздуха расходовался на окислительные реакции). Особенностью газов на агломератовом потоке Безымянного было обогащение его метаном, возникшим, вероятно, при неполном сгорании заваленной агломератом растительности. В газах агломератового потока Шивелуча метан в существенных количествах не определялся; поток сформировался на бо́льшей высоте, выше зоны развития растительности.

Сольфатары и мофеты связаны с продолжительной затухающей или межпароксизмальной стадией вулканов и характеризуются длительным установившимся температурным и газовым режимом. Среди преобладающих паров воды, достигающих 98% объема, присутствуют CO_2, H_2S, SO_2, CO, H_2, реже CH_4, соединения мышьяка. Значительные содержания в вулканических эксгаляциях сернистых газов обусловливают осаждение серы, концентрации которой иногда имеют промышле́нное значение. Сернистые газы вблизи поверхности окисляются и в присутствии воды происходит образование серной кислоты, разлагающей вулканогенные породы. В результате разложения пород образуются отрицательные формы рельефа — цирки, котлы. Сольфатары, как правило, приурочены к вулканам с кислыми лавами, которые проявляются в заключительные стадии деятельности вулканов в форме экструзий андезитов и дацитов. На Камчатке сольфатары известны на Шивелуче, Узоне, Семячике, Кошелеве и др. В многочисленных анализах газов видны колебания в количественных отношениях SO_2 и H_2S (от 0,3 до 4), обусловленные способностью их взаимоокисляться и восстанавливаться.

На всех стадиях остывания лавы из нее выносятся в газовой фазе и труднолетучие рудные компоненты. Намечаются некоторые закономерности в миграции из лавы металлов в газовой фазе. Из базальтовой лавы в парах воды вместе с галоидными газами интенсивно выделяется медь; концентрация ее в отложениях у выходов фумарольных газов увеличивается иногда до 6000 раз. Наравне с медью из базальта в газовой фазе мигрируют: Li, Be, Se, Zn, As, Mo, Ag, Sn, Bi, Pb, Cd, Te. С сернистыми газами в парах воды из андезита Шивелуча выносился ванадий и в осаждающихся из газов минеральных агрегатах концентрация ванадия в 1200 раз больше, чем в лаве. В незначительных количествах в газовой фазе мигрировали Li, Be, Ni, Co, Zn, As, Mo, Ag, Cd, Pb, Bi. Первые эксгаляции из магмы всегда богаче металлами, чем эксгаляции более поздних стадий остывания лавы. В общем же интенсивность миграции металлов в газовой фазе незначительна. В сухом остатке конденсатов вулканических газов из излившейся лавы металлы находятся в количествах, часто незначительно превышающих кларки.

На участках термальных полей при конденсации сольфатарных газов и растворении их в грунтовых и атмосферных водах происходит образование гидротермальных растворов своеобразного химического состава и высокой кислотности.

По имеющимся данным, современные гидротермы на вулканах формируются в результате конденсации вулканических газов и растворения их в вадозных водах, а также при обменных реакциях с породами. Глубина зарождения гидротерм обусловлена температурным

http://jurassic.ru/

режимом в аппаратах вулканов. В случае значительного прогрева кровли гидротермы возникают на поверхности земли в результате растворения вулканических газов в атмосферных и грунтовых водах при наличии условий, обеспечивающих скопление вод.

Гидротермы при этом приурочиваются к сольфатарным полям. В местах меньшего прогрева пород гидротермы формируются на глубине при растворении магматических эксгаляций в подземных водах. Места разгрузки гидротерм на поверхности земли обусловлены гидрогеологическими, неотектоническими и морфологическими условиями и часто значительно удалены от мест их зарождения (Паужетские, Гейзерные и другие гидротермы). Гидротермальные растворы не представляют собой изолированные от подземных вод ювенильные магматические растворы, хотя они и формируются под активным воздействием эндогенных эманаций. Последние определяют температурный режим, ионный и газовый состав гидротерм и активность их в обменных реакциях с породами. Воды, пропитывающие горные породы в областях проявления магмы, становятся, таким образом, гидротермальными растворами. Состав гидротермальных растворов обусловливается многими причинами, основными из которых являются: влияние магмы, подземных вод, горных пород и, наконец, процессов дифференциации в самих гидротермальных растворах.

Типы минеральных вод вулканических районов и их генезис[1]

По вопросу о главных типах минеральных вод Камчатки и Курильских островов и их генезисе пока нет единого мнения. В настоящее время назрела необходимость разработки особой генетической классификации минеральных вод вулканических областей.

Классификация минеральных вод В. В. Иванова (табл. 31), являющаяся наиболее полной, однако, частично основывается на материалах, полученных при изучении вод невулканических районов. Приложимость этих материалов к специфическим условиям Камчатки и Курильских островов проверена еще недостаточно. Некоторые положения классификации В. В. Иванова являются спорными.

Исходя из состава минеральных вод Камчатки и геологических условий распространения вод, Г. М. Власов предложил разделять их на ряд типов (табл. 32). Распределение различных вод на площади Камчатского полуострова показано на рис. 53.

Наиболее спорным вопросом классификации минеральных вод вулканических районов является происхождение перегретых хлоридно-щелочных терм, состав которых, по мнению многих исследователей, в значительной степени определяется магматическими эксгаляциями. В частности, один из главных компонентов этих вод — хлор, по их представлениям, не заимствован из вулканогенно-осадочных пород, как считает В. В. Иванов, а имеет магматическое происхождение (Бетехтин, 1953; Пийп, 1937а; Власов, 1958г; Набоко, 1959а; White, 1957а, б; Wilson, 1955; Г. Накамура и др.). Вопрос о происхождении хлора в гидротермах вулканических районов имеет большое значение для проблемы рудообразования, в связи с предположением А. Г. Бетехтина о возможности переноса металлов гидротермами в форме легкорастворимых хлоридов.

Распределение хлоридно-щелочных терм на площади Камчатки указывает на их связь с неглубокозалегающими магматическими оча-

[1] Раздел составлен Г. М. Власовым по материалам В. В. Иванова и других авторов.

http://jurassic.ru/

гами. На карте минеральных источников Камчатки хорошо видно расположение хлоридно-щелочных терм вдоль трех линий. Первая из них проходит в северо-восточном направлении, вдоль Восточного вулкани-

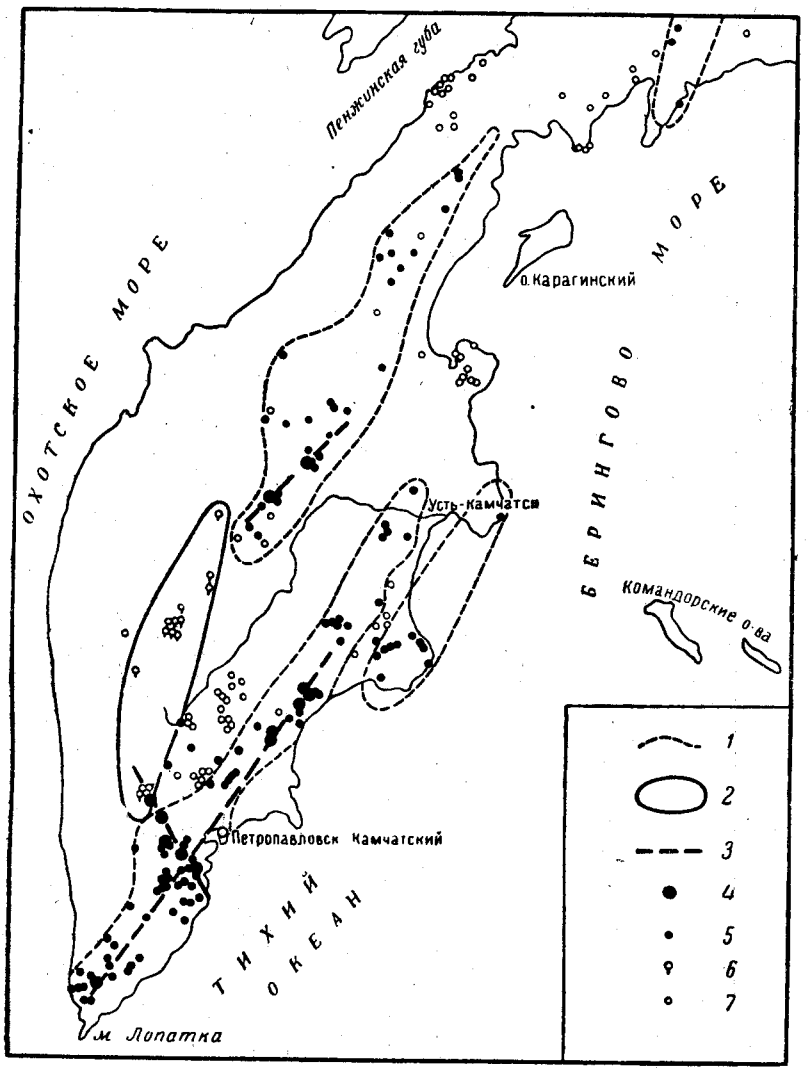


Рис. 53. Схематическая карта минеральных источников Камчатки (Белова, Васильев, Власов и др., 1961)

1 — границы областей развития горячих источников (вулканических районов); *2*—границы области развития холодных железисто-углекислых источников (в древних кристаллических и метаморфических породах); *3* — линии с выходами высокотемпературных хлоридно-щелочных вод (с неглубокозалегающими магматическими очагами); *4* — выходы высокотемпературных (перегретых) хлоридно-щелочных вод; *5* — горячие сульфатные и сульфатно-хлоридные термы; *6* — холодные железисто-углекислые источники; *7* — холодные гидрокарбонатно-хлоридно-кальциевые и натриевые источники (связанные с осадочными, в том числе нефтеносными толщами)

ческого пояса, через западный берег Кроноцкого озера, Авачинскую губу, вулкан Академии наук, Курильское озеро. Вторая линия северо-западного направления располагается на изгибе Центрально-Камчатского глубинного разлома на юге Камчатки и проходит через вулкан Вилючик, Банные ключи, с. Начики и далее к с. Малка. Наконец, намечается линейное расположение хлоридно-щелочных терм вдоль более

http://jurassic.ru/

Основные генетические типы минераль

Основные типы вод	Условия формирования	Температура вод у выхода на поверхность, °С	Типичный ионный состав
Сероводородно-углекислые (фумарольные)	В верхней окислительной обстановке, в толще вулканических пород, при непосредственном участии вулканических газов	Термальные (до 100°)	Сульфатные, сложного катионного состава
Азотно-углекислые	В глубинной восстановительной, высокотемпературной обстановке, в районах интенсивного теплового воздействия активных магматических очагов, в вулканогенных или вулканогенно-осадочных породах	Термальные (выше 100°)	Хлоридные натриевые
Углекислые	В восстановительной обстановке, преимущественно в закрытых и полузакрытых структурах в вулканогенных и вулканогенно-осадочных породах	Термальные (до 80°)	Хлоридные и хлоридно-гидрокарбонатные, натриевые и кальциево-натриевые
	В верхней окислительной зоне интенсивного водообмена, в кристаллических или хорошо промытых осадочных отложениях под воздействием газов термометаморфического (реже магматического) происхождения	Холодные (до 10°)	Гидрокарбонатные, реже хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатные, с различными соотношениями натрия, кальция и магния
Азотные	В восстановительной обстановке, вне связи с вулканическими и термометаморфическими процессами, преимущественно в вулканических породах	Термальные (до 100°)	Хлоридно-сульфатные, натриевые
Метановые (и азотно-метановые)	В восстановительной обстановке в глубокозалегающих морских осадочных отложениях, в закрытых структурах с развитием биохимических процессов	Холодные	Хлоридные и гидрокарбонатно-хлоридные натриевые (бессульфатные)

http://jurassic.ru/

Таблица 31

ных вод Камчатки (по В. В. Иванову)

Минерализация вод, *г/л*	Содержание газов в литрах на 1 *л* воды	Обычная величина pH	Специфические компоненты	Происхождение	
				основных газов	исходных вод
До 5,0	Различное, часто очень большое (более 10)	1,0—5,5	H_2SO_4, H_2SiO_3, Fe, Al	Вулканическое (магматическое и термометаморфическое)	Современные инфильтрационные атмосферные воды, иногда с незначительным участием конденсационных „магматических" и „возрожденных" вод
До 3,2	Небольшое (менее 0,2)	На глубине не менее 7,0; у поверхности более 8	H_2SiO_3, HBO_2	Воздушное (N_2 и редкие газы) и термометаморфическое или магматическое (CO_2)	Инфильтрационные атмосферные воды, иногда с участием измененных морских вод и, возможно, частично вод магматического происхождения
До 7,5	Часто большое (более 2)	5,5—6,5	H_2SiO_3, HBO_2, As	Термометаморфическое, реже магматическое (CO_2)	Инфильтрационные атмосферные воды, иногда с участием измененных морских вод
До 5,2	Обычно большое (более 2)	5,5—6,5	Fe	То же	Инфильтрационные атмосферные воды
До 1,5	Незначительное (менее 0,02)	—	H_2SiO_3	Воздушное	То же
До 12,0	Различное, иногда большое (более 2)	—	—	Биохимическое	Измененные морские, а также атмосферные воды

http://jurassic.ru/

Таблица 32

Особенности различных типов минеральных вод Камчатки (по Г. М. Власову)

Главные группы минеральных вод	Главные типы минеральных вод	Преобладающие анионы	Преобладающие катионы	Газы	Минеральные примеси	Общая минерализация, *г/л*	pH
Горячие воды областей современного и недавнего вулканизма	Сульфатные (фумарольные) термы, низкотемпературные и среднетемпературные, менее 100°	SO_4''	$H^{\cdot}$, $Ca^{\cdot\cdot}$, $Fe^{\cdot\cdot}$, $Al^{\cdot\cdot\cdot}$, $NH_4^{\cdot}$	H_2S, SO_2, CO_2 CH_4 (?)	Cu, Mn, Sb, Ni	0,2—7,5	1—5,5
	Сульфатно-хлоридные (и хлоридные) термы, высокотемпературные, часто более 100°	Cl' SO_4''	$H^{\cdot}$, $Ca^{\cdot\cdot}$, $Mg^{\cdot\cdot}$, $Fe^{\cdot\cdot}$, $Al^{\cdot\cdot\cdot}$, $Na^{\cdot}$	H_2S, SO_2 Cl, N, CO_2	Li, Sr, Mn, As, Pb, Cu, Cr, Al, Ba, B, Sn, Br	0,5—15 до 70	1—4
	Хлоридно-щелочные термы, очень высокотемпературные, до 200—300° на небольшой глубине	Cl'	$Na^{\cdot}$	N, CO_2, H_2S (немного)	Cu, Mo, Li, Mn, Fe, Al, Sr, Ba, Pb, Zn, Cr, Sn и др.	1,5—5	7,4—8,6
Холодные железисто-углекислые воды областей давно угасшего вулканизма	Холодные железисто-углекислые воды	HCO_3'	$Fe^{\cdot\cdot}$	CO_2		До 4—5	Больше 7
Холодные хлоридно-кальциевые и гидрокарбонатно-щелочные воды осадочных морских толщ	Маломинерализованные гидрокарбонатно-кальциевые и натриевые воды зоны свободного водообмена	HCO_3'	$Ca^{\cdot\cdot}$ $Na^{\cdot}$	CO_2		Небольшая, чаще до сотни *мг/л*	Близкое к 7
	Солоноватые или соленые хлоридно-кальциевые и натриевые воды зоны затрудненного водообмена	Cl'	$Ca^{\cdot\cdot}$ $Na^{\cdot}$	H_2S, CH_4 и другие углеводородные газы		10—15 *г/л*	8

https://jurassic.ru/

Дебит источников	Отложения у выхода источников	Характерные особенности	Геологические условия выхода	В каких источниках распространены	Смешанные типы вод (свежие с метаморфизованными)
Сильно колеблется, чаще несколько *л/сек*	Сера, опал $CaSO_4$, $FeSO_4$	Часто много As, Se	Склоны и кратеры действующих вулканов; разломы между действующими вулканами	Верхне-Семячинские, Южно-Кошелевские ключи и др.	Сульфатно-гидрокарбонатные и хлоридно-карбонатные
Сильно колеблется, до десятков *л/сек*	Сера, FeS_2, SiO_2	Много SiO_2, B, As, Li (?)	Кратеры действующих вулканов	Налычевские, Краеведческие, Тимоновские и др.	
Большой (до 100 *л/сек*)	SiO_2, $CaSO_4$, Fe_2O_3	Много SiO_2 (до 300—400 *мг/л*), B, As	Над субвулканическими интрузивами и экструзивами, чаще среди кислых эффузивов	Паужетские источники, источники р. Гейзерной	
От нескольких до десятков *л/сек*	Fe_2O_3, $CaCO_3$	Мало SiO_2	Срединный массив древних пород и его окраины (разломы)	Малкинский источник	
Чаще небольшой, несколько *л/сек*	Углекислые соли	—	Прогибы, сложенные осадочными породами; у разломов	Воды неглубоких горизонтов Богачевского нефтяного месторождения	Хлоридно-гидрокарбонатные холодные
Чаще небольшой, иногда до десятков *л/сек*		Часто газы с керосиновым запахом (углеводороды)	Те же	Реки Алховаям, Лигинмин, воды глубоких горизонтов Богачевского нефтяного месторождения	

https://jurassic.ru/

северного отрезка глубинного разлома Центральной Камчатки, между Апапельскими ключами (в верховье р. Быстрой Козыревской) и Киреунскими источниками.

Северо-восточная линия Камчатки, по которой развиты гейзерные источники, имеет ряд интересных геологических особенностей. Вдоль нее располагаются крупнейшие кальдеры Камчатки: Курильское озеро, кальдера Штюбеля, Мутновская кальдера, Авачинская губа(?), Карымское озеро, кальдера Узон, Кроноцкое озеро(?). С большинством этих кальдер связаны поля пемзовых отложений; в окрестностях их известны такие своеобразные породы, как игнимбриты, а также многочисленные экструзивы липаритов и дацитов. Геологическая обстановка других линий с выходами высокотемпературных хлоридных вод на Камчатке также характеризуется субвулканическими интрузиями, экструзиями, полями игнимбритов и пр. Все это представляет собой поверхностные проявления неглубокозалегающих периферических магматических очагов, связанные с прорыванием на поверхность дифференцированных газонасыщенных продуктов этих очагов. Судя по возрасту пород, очаги сформировались в конце неогена и продолжали давать кислые дифференциаты и высокотемпературные гидротермы в четвертичное время. По наблюдениям С. Е. Апрелкова в 1959 г., у Курильского озера, в районе выходов Паужетских гейзеров, позднеогеновые и четвертичные толщи сложены почти сплошь кислыми лавами, игнимбритами, туфами. Подобная картина наблюдается и в других классических гейзерных районах: Иеллоустонском парке (с риолитовым плато), Новозеландском Вайракей (с мощными толщами игнимбритов) и др. Видимо, первоначально имевшие место непосредственные прорывы на поверхность магматических продуктов из периферических очагов с течением времени сменились выходами на поверхность лишь высокотемпературных гидротерм хлоридно-щелочного состава, обусловливающих гейзерные явления.

Ювенильный характер хлора в хлоридно-щелочных перегретых водах хорошо согласуется с представлениями С. И. Набоко об изменении состава гидротерм на различных этапах остывания магмы. На высокотемпературной стадии состояния магмы в подземные воды добавляются конденсаты эндогенных газов в виде кислых сульфатно-хлоридных растворов, богатых кремнекислотой и обогащенных металлами. На последующих этапах остывания магмы в подземные воды поступают конденсаты эндогенных эманаций в виде менее кислых хлоридно-сульфатных растворов с преобладанием в них щелочных и щелочноземельных металлов, а затем — слабокислых сульфатно-гидрокарбонатных, существенно натриево-магниево-кальциевых, вод.

Метаморфизм горных пород в областях активного вулканизма

Во время извержения, а особенно в поствулканический период, несравненно более длительный чем извержение, вулканические газы и образующиеся при более низких температурах водные растворы, проникая через успевшие затвердеть вулканические породы; метаморфизуют их. Характер метаморфизма обусловлен состоянием растворов (газовые или жидкие), составом, температурой, концентрацией и кислотностью их, а также составом исходной породы. Наиболее интенсивный метаморфизм пород протекает в условиях водных перегретых жидких растворов.

http://jurassic.ru/

Автометаморфизм (автопневматолиз)

Этот тип метаморфизма имеет обычно незначительные масштабы и ограничивается небольшими участками на лавовых потоках, шлаковых конусах и куполах. Наиболее интенсивно протекает метаморфизм лав, успевших в верхней корке затвердеть под воздействием выделяющихся газов из более глубоких, еще не остывших частей потока или агломерата, содержащих наравне с другими газами также фтористые. Лавы в местах проникновения газов обесцвечиваются и химически и минералогически полностью перерождаются.

В первую стадию разложения базальт сохраняет структуру лавы, но большинство минералов — плагиоклаз, оливин и пироксен — замещаются изотропными фторидами. Во вторую стадию разложения порода теряет первоначальную структуру и плотность и рассыпается в тонкий агрегат фторидов (ральстонита и флюорита). Лава обедняется кремнием и железом; в метаморфизованной породе они иногда полностью отсутствуют. Остальные породообразующие компоненты остаются в метаморфизованной породе в тех же относительных количествах, в каких они были в неизмененном андезито-базальте. Такое химическое изменение породы легко объясняется, поскольку FeF_3 и SiF_4 улетучиваются при температурах порядка 300°, в то время как фториды других металлов летучи при более высоких температурах. Образующиеся фториды устойчивы и сохраняются на потоках как отражение фумарольной деятельности. Такой газовый фторметасоматоз происходит на остывающих базальтовых и андезито-базальтовых потоках побочных кратеров Ключевского вулкана.

Под воздействием хлористого водорода и сернистого газа в присутствии паров воды лавы краснеют за счет окисления железа стекловатой массы и цветных минералов. В основном же застывшие лавы остаются свежими и поры в них полыми [1].

Гидротермальный метаморфизм

Гидротермальный метаморфизм более интенсивен, чем автопневматолиз, захватывает значительные площади и распространяется на бо́льшую глубину. В современную эпоху поствулканические гидротермальные процессы в вулканических областях приводят к образованию метаморфических формаций, сопоставимых по масштабу проявления с метаморфическими формациями древних вулканических областей.

Гидротермальные процессы и сопровождающий их гидротермальный метаморфизм пород в областях активного вулканизма протекают в трех различных геологических обстановках:

1) в областях наземных аппаратов вулканов;
2) в районах зарождения глубинных гидротерм;
3) в местах разгрузки глубинных гидротерм, часто разобщенных с наземными аппаратами вулканов и глубинными областями зарождения гидротерм.

В каждой области возникающие гидротермальные растворы имеют различный состав, динамику и активность в отношении вмещающих пород, что обусловливает специфику возникающих метаморфических формаций. Однако резко разграничить упомянутые области трудно, все они сочетаются пространственно, приурочиваясь к зонам разло-

[1] М. М. Василевским (1961) описаны случаи автопневматолиза пород кислыми эксгаляциями, выделяющимися из лавы при ее остывании и кристаллизации. При этом развиваются процессы аргиллизации, приводящие к замещению пород глинистыми продуктами, преимущественно галлуазитом. — *Прим. ред.*

http://jurassic.ru/

мов; в результате образуется формация гидротермально измененных пород сложного состава.

Гидротермальный метаморфизм в областях аппаратов вулканов наблюдается на вулканах, находящихся в длительном сольфатарном состоянии. К ним относятся вулканы на кислой андезитовой стадии эволюции, прошедшие наиболее часто стадию кальдерообразования и вступившие в стадию экструзий кислых газонасыщенных лав. Для таких вулканов характерны длительные межпароксизмальные или приуроченные к затуханию вулканической активности газоотделения из глубоких областей, возможно из магмы в канале, межпластовой инъекции или же из периферического очага. Для вулканов, находящихся на базальтовой стадии эволюции, длительные поствулканические процессы не характерны. Вероятно, в базальтовую стадию извержения магма подается на поверхность по сверхглубоким разломам из подкорового слоя и связь с ним после пароксизма вулкана прекращается. Парение из центральных кратеров таких вулканов обязано процессам в самых верхних частях канала.

На вулканах, находящихся в состоянии длительного газоотделения, в приповерхностных условиях происходит конденсация газов, растворение их в грунтовых и атмосферных водах и окисление с образованием сульфат-иона. В таких условиях образуются кислые термальные водные поровые растворы, весьма агрессивные в отношении пород. В случае присутствия в эндогенных газах и в растворах, образующихся за счет этих газов, HCl (на определенной стадии эволюции магмы) и иона хлора все породообразующие компоненты, за исключением кремния и частично титана, переходят в раствор, мигрируют с сольфатарных полей и при благоприятных условиях, как это показано И. К. Зеленовым (1960а), переносятся в водоемы. На месте деятельности растворов образуется формация опалитов (табл. 33).

Таблица 33

Химический состав измененных пород в областях аппаратов вулканов

Компоненты	Содержание, %					
	1	2	3	4	5	6
SiO_2	80,50	48,10	53,34	36,30	29,66	47,90
TiO_2	1,50	0,96	0,57	1,25	0,43	0,71
Al_2O_3	7,68	38,04	30,85	27,51	27,60	18,73
Fe_2O_3	0,80	0,40	0,86	18,04	0,45	0,20
FeO	0,38	Нет	0,38	1,81	—	0,52
MnO	Следы	Следы	0,02	0,06	—	Следы
MgO	0,29	0,18	Нет	Следы	0,80	»
CaO	1,14	0,40	»	»	0,30	0,30
Na_2O	2,40	1,14	Следы	»	3,01	2,16
K_2O	0,26		»	»	3,50	2,77
H_2O^-	2,30	0,98	2,64	2,82	0,15	0,40
H_2O^+	1,70	12,32	10,70	11,40	8,87	9,60
SO_3	—	3,72	1,16	0,35	—	16,66
S	0,65	—	—	—	—	—

1 — опалит, сольфатарное поле вулкана Шивелуч; 2 — каолинит, сольфатары вулкана Шивелуч; 3 — каолинит, сольфатары вулкана Кошелева; 4 — каолинит с лимонитом, сольфатары вулкана Кошелева; 5 — алунит с опалом, вулкан Кихпиныч; 6 — алунит с опалом, сольфатары вулкана Кошелева.

http://jurassic.ru/

В случае высоких концентраций в образующихся поровых растворах сульфат-иона алюминий и щелочные металлы связываются с сульфатом в алуните и вместе с опалом замещают породу.

В этих условиях в области поствулканических процессов образуются опалово-алунитовые породы с концентрацией алюминия и серы. Высокие содержания сероводорода в вулканических газах обеспечивают образование пирита и марказита за счет железа породы. На сольфатарных полях наблюдается вертикальная зональность, выражающаяся в смене опалово-алунитовых пород с серой на поверхности земли опалово-алунитовыми породами с пиритом и марказитом под ними.

В случае слабых концентраций в эндогенных газах галоидных и сернистых газов образуются слабокислые термальные поровые растворы, перерождающие горные породы в каолиниты с примесью глинистых минералов. Во всех случаях кислотного выщелачивания часто сохраняется структура первоначальной горной породы. Однако в процессе кислотного выщелачивания вместе с сохранением структуры породы образуется гель кремневой кислоты, который настолько подвижен, что заполняет поры и трещины в выщелоченных породах, уплотняя их. В процессе кислотного выщелачивания на сольфатарных полях создаются отрицательные формы рельефа за счет выноса кислыми растворами из пород огромных масс соединений, а также за счет механического выноса проточными водами легкоразмываемых продуктов гидротермальной деятельности.

Описанный гидротермальный метаморфизм в областях аппаратов вулканов приводит к образованию формации опалитов с алунитом, серой, пиритом и, в отдельных участках, с каолинитом, сходной с формацией серных кварцитов, которая описана на третичных вулканах Срединного хребта Г. М. Власовым (1960б).

Гидротермальный метаморфизм пород в областях разгрузки глубинных гидротерм. С областями поднятий и вулканизмом, приуроченным к ним, сопряженно развивались зоны опусканий с образованием троговых впадин, в которых происходит разгрузка глубинных гидротерм, зарождающихся в области развития вулканизма. Благодаря бурению в районах разгрузки гидротерм с целью использования термальных вод в народном хозяйстве (Паужетские, Налычевские, Паратунские термальные источники) вниманию исследователей стали доступны три глубинные фации современного гидротермального метаморфизма пород: 1) субвулканическая (800—300 *м* от поверхности земли), 2) приповерхностная (300—10 *м*), 3) поверхностная (10—0 *м*).

В зависимости от температуры воды, концентрации углекислоты и сероводорода, условий разгрузки и состава первоначальной породы гидротермальные метасоматические процессы имеют специфические особенности, обусловливающие разнообразие гидротермально измененных пород.

Паужетские термальные источники являются примером перегретых хлоридно-натриевых вод. На глубине 400 *м* температура воды достигает 190°. На поверхность выходят слабощелочные (pH 8) хлоридно-натриевые воды с температурой 100°, содержащие CO_2.

По данным В. В. Аверьева (1961а), Паужетские термальные источники входят в систему крупного месторождения современных гидротерм, приуроченного к молодому вулкано-тектоническому поднятию Камбального хребта с действующим Камбальным вулканом. Область гидротерм проявляется в полосе, совпадающей с осевой зоной поднятия и вытянутой на 15 *км*, при ширине 1—1,5 *км*.

http://jurassic.ru/

К северной части Камбального хребта приурочиваются выходы паровых струй. Паужетские источники выходят у северо-западного края структуры. Выход на этом участке гидротерм обусловлен низким гипсометрическим положением и тектонической раздробленностью западного крыла антиклинали. Паужетские источники и паровые струи Камбального хребта объединяются в одну большую термальную зону, связанную непрерывной цепью прогретых и гидротермально измененных участков пород. Область развития гидротерм в этом районе определяет масштабы гидротермального метаморфизма пород.

Метаморфизму подверглась мощная толща вулканических пород неогеново-четвертичного возраста. Непосредственно в районе разгрузки паужетских гидротерм вся толща до глубины 800 *м* (см. рис. 54) представлена вулканокластическими породами сложного состава. В верхнем горизонте вскрыты пепловые туфы дацита (интервал 0—40 *м*), ниже идут псаммитовые и агломератовые туфы дацита с обломками андезито-базальта и андезита (интервал 40—370 *м*), еще ниже—агломератовые туфы андезита и андезито-базальта с примесью дацитового материала, разделенные пластом плотных витрокристалловых туфов дацита, сходного по структуре с игнимбритами, но без фьямме (интервал 370—650 *м*). В самых низах скважина вскрыла неогеновые алевриты и песчаники. Все вулканокластические породы до глубины 800 *м* подверглись гидротермальному изменению, различному по интенсивности и характеру (табл. 34). Максимальный метаморфизм развивается в литокластических псаммитовых и агломератовых туфах, являющихся, по данным бурения, наиболее обводненными и служащими водоносным комплексом. Минимальные новообразования минералов наблюдаются в пепловых туфах верхнего горизонта и в витрокристалловых туфах дацита, являющихся водоупорами, т. е. экранами для гидротерм.

Характер метаморфизма пород зависит от глубинности и литологического состава пород. В зависимости от глубинности в области перегретых гидротерм выделяются три термодинамические зоны, обусловливающие характер метаморфизма пород:

1. Глубинная зона, соответствующая субвулканической зоне с существованием гидротерм в жидкой фазе. Растворы имеют слабокислую реакцию за счет растворенной углекислоты. В этих условиях происходит пропилитизация.

2. Приповерхностная зона парообразования. При парообразовании и отделении CO_2 происходит охлаждение растворов и изменение pH в сторону увеличения щелочности раствора. В этих условиях происходит метаморфизм пород, выражающийся в цеолитизации и образовании адуляра.

3. Зона вблизи поверхности земли, где происходит конденсация пара, отделившегося в зоне парообразования из гидротерм, и окисление сероводорода с образованием кислых поровых растворов .Под воздействием таких растворов происходит аргиллизация пород.

В отдалении от зоны максимальной разгрузки перегретых гидротерм в условиях фильтрации более низкотемпературных вод, в связи с отсутствием подземного кипения, а отсюда и резкого изменения кислотности — щелочности растворов, исчезает зона интенсивной цеолитизации и ортоклазизации и на всей глубине наблюдается хлоритизация пород. Литологический состав первоначальной породы в некоторой степени влияет на характер минералообразования. В туфах смешанного состава с обломками дацита, андезита и андезито-базальта на одном гипсометрическом уровне происходит избирательное минералообразование. На общем фоне цеолитизации дацитового материала в обломках андезита и андезито-базальта, содержащихся в туфах, развивается

http://jurassic.ru/

Таблица 34

Химический состав измененных пород в области разгрузки глубинных гидротерм (р. Паужетка)

Компоненты	Содержание, %					
	1	2	3	4	5	6
SiO_2	38,00	39,62	60,89	58,96	51,30	50,00
TiO_2	1,32	0,86	0,67	0,84	0,93	0,35
Al_2O_3	32,30	37,11	15,44	16,46	15,38	14,16
Fe_2O_3	13,13	5,43	2,33	2,75	5,00	2,10
FeO	0,55	0,55	2,52	2,51	4,60	2,51
MnO	0,78	—	0,09	0,14	—	0,17
MgO	0,15	1,30	1,83	2,45	2,50	3,34
CaO	0,94	0,98	4,33	5,12	6,12	9,25
Na_2O	0,17	0,22	2,06	2,50	1,10	2,48
K_2O	0,12	0,08	4,55	1,99	1,11	2,47
H_2O^-	12,13	10,34	0,61	0,81	—	1,07
H_2O^+			3,93	5,18	6,33	4,10
SO_3	0,24	0,90	—	—	—	—
S	0,15	3,10	0,30	0,15	2,54	1,70
CO_2	—	—	0,77	0,10	6,33	6,55
Сумма	—	—	100,02	100,11	99,88	100,25

1 — поверхность земли, каолинит с лимонитом; 2 — 1 *м* от поверхности, каолинит с сульфидами железа; 3 — интервал 45—57 *м*, туф дацита с новообразованиями адуляра и цеолита (ломонтита); 4 — интервал 225—234 *м*, туф дацита с новообразованием цеолита (ломонтита); 5 — интервал 317—325 *м*, туф андезито-дацита, пропилитизированный; 6 — интервал 624—630 *м*, туф андезито-дацита, пропилитизированный.

хлорит. При хлоритизации андезито-базальтов в зоне пропилитизации в дацитовом материале развиваются гидрослюды.

В роторной скважине у р. Паужетки вскрыта вертикальная метасоматическая зональность, отражающая особенности трех термодинамических зон: на глубинах от 0 до 3 *м* располагается каолинитовая зона, 30—240 *м* — цеолитовая зона, 240—800 *м* — пропилитовая зона (рис. 54).

В зоне каолинизации намечаются две подзоны: на самой поверхности распространены окисленные глины — каолиниты с лимонитами, под ними идет зона голубых глин — каолиниты с марказитом и пиритом. Поверхностные красные глины обогащены окислами железа, титаном и марганцем, более глубокозалегающие голубые — магнием, возможно, в них к каолиниту примешивается монтмориллонит.

В зоне цеолитизации наблюдаются две подзоны: верхняя — с максимальным развитием адуляра (в интервале глубины 50—150 *м*) и нижняя — со слабым развитием адуляра. Обогащение горизонта адуляром резко сказывается на составе гидротермально измененной породы в сторону значительного повышения в ней калия (до 5% вместо 1% в неизмененном туфе). Адуляр обычно образует скелетные кристаллы в пустотах от растворения плагиоклаза. При замещении плагиоклаза адуляром совместно с ним иногда образуется кальцит. Цеолит относится к ломонтиту; он развивается по стекловатому материалу туфа, по

http://jurassic.ru/

плагиоклазу, а также в пустотах и трещинках. Количество цеолитов не постоянно и максимума достигает в интервале 100—150 *м*, составляя 50% от всей массы породы. Из рудных минералов (по данным Л. М. Лебедева) наибольшие изменения претерпевает гематит, который нацело мушкетовитизирован. Одновременно с замещением гематита происхо-

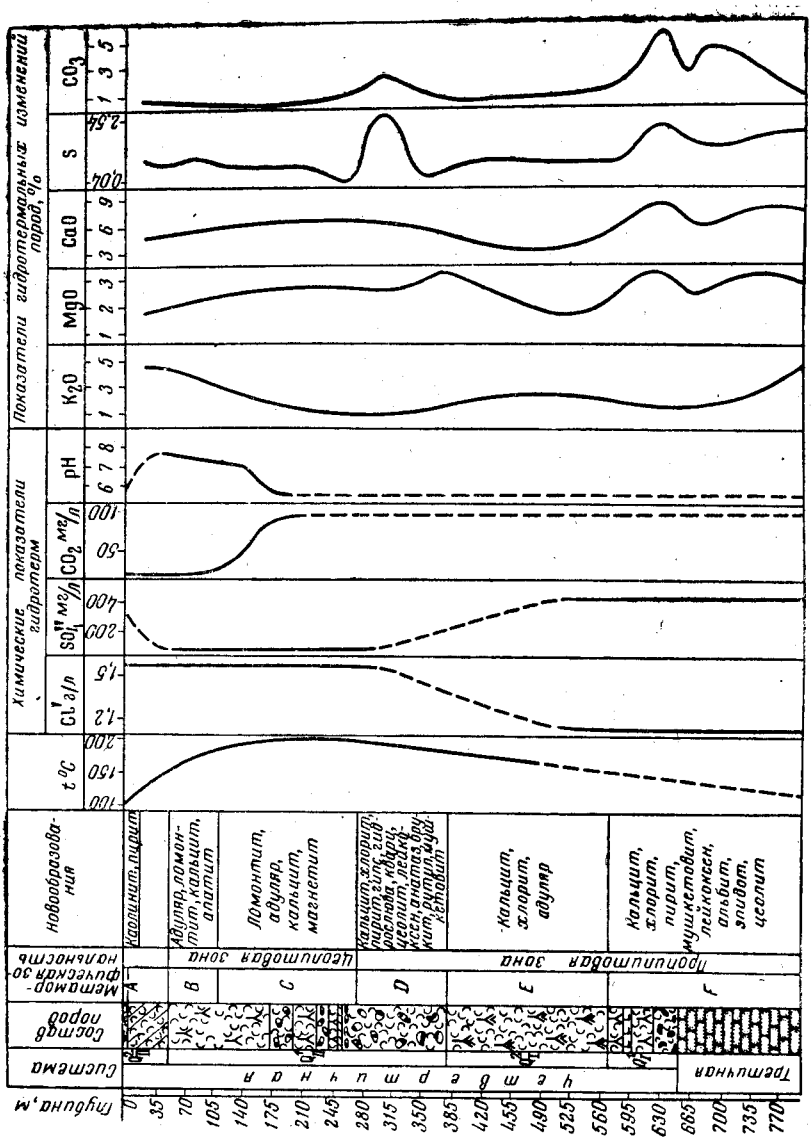


Рис. 54. Характер изменений пород по роторной геотермической скважине на реке Паужетке. По С. И. Набоко

дит переотложение магнетита. По периферии зерен ильменита развивается лейкоксен. Пирит в зоне цеолитизации редок и находится в виде метакристаллов кубической формы и скелетных образований.

С глубины 250 *м* и ниже гидротермальный метаморфизм туфов проявляется в интенсивном образовании кальцита, хлорита и пирита с локальным обогащением гидрослюдой, гипсом, цеолитом, сфеном, халцедоном. В результате новообразований туфы приобретают зеленоватый оттенок. Такой характер современного гидротермального метаморфизма можно назвать пропилитизацией. Пропилитизации подверга-

http://jurassic.ru/

лись туфы различного состава — дацитовые и андезитовые. Пропилитовая зона имеет три подзоны: верхняя подзона интенсивной пропилитизации с новообразованиями кальцита, хлорита, пирита, ангидрита, гидрослюды, ломонтита (260—380 *м*); средняя подзона слабого метаморфизма с развитием кальцита, хлорита, ломонтита; слабая минерализация обусловлена плотностью витрокристалловых туфов дацита (380—560 *м*); нижняя подзона интенсивной пропилитизации с развитием кальцита, хлорита, пирита, гидрослюд, ломонтита (560—800 *м*).

Из рудных минералов (по данным Л. М. Лебедева) в пропилитовой зоне резко возрастает количество пирита. Гематит мушкетовитизирован, но переотложения магнетита, как это наблюдалось в цеолитовой зоне, не происходит. Ильменит нацело лейкоксенизирован. Помимо тонкокристаллических лейкоксеновых агрегатов, наблюдаются новообразования анатаза, брукита и реже рутила. Пирит в пропилитовой зоне образует обильную и равномерную вкрапленность, часто в виде скелетных форм роста и в кристаллах с очертаниями пентагон-додекаэдра. В самом нижнем пропилитовом горизонте пирит представлен в виде почковидных выделений и приурочен к пустотам.

В химическом отношении в пропилитовой зоне происходит обогащение первоначальных пород кальцием, углекислотой и серой. Максимальный метаморфизм пород происходит перед и после горизонта плотных витрокристалловых туфов.

Вертикальная метасоматическая зональность, привнос — вынос компонентов в местах разгрузки глубинных перегретых гидротерм обусловлены изменением кислотности—щелочности гидротерм при их инфильтрации к поверхности, вызванной отделением из них газов.

Хлоридно-натриевые растворы на глубине имели слабокислую реакцию (pH около 6) за счет растворения в них на этих глубинах углекислоты и были обогащены сульфат-ионом по сравнению с водами, выходящими на поверхность. Таким образом, пропилитизация пород происходила в интервале 800—250 *м* под воздействием слабокислых (pH около 6) хлоридно-натриевых растворов, обогащенных углекислотой и сульфат-ионом. Концентрация их была незначительной и достигала 3 *г/л*, т. е. 0,3% растворенного вещества от всей массы воды. Температура растворов с уменьшением глубины повышалась со 120 до 190°. С повышением температуры растворов связано высаживание ангидрита, вызванное падением растворимости сульфата кальция.

На глубине около 250 *м* растворы становятся щелочными (pH около 9) за счет процесса парообразования и отделения при этом из раствора углекислого газа. В этих условиях происходит цеолитизация и адуляризация. Калиевый метасоматоз с образованием адуляра вызван ощелачиванием растворов, падением их температуры (в интервале 150—50 *м* температура падает со 190 до 140°) и связанным с охлаждением растворов уменьшением растворимости хлористого калия.

В самой поверхностной зоне происходит конденсация отделившейся на глубине фазы пара с углекислым газом и сероводородом с образованием (при окислении сероводорода) поровых кислых растворов, производящих каолинизацию пород.

Налычевские термальные источники — пример неперегретых богатых углекислотой вод. Выход источников приурочен к северо-западному борту Налычевской впадины, заключенной между Авачинско-Корякским и Жупановско-Дзензурским рядами вулканов. Они выходят у подножия хребта Ивулк, представляющего собой цепь экструзивных куполов, прорывающих толщу вулканогенно-осадочных пород. В пределах налычевской водонапорной системы имеется пять современных очагов разгрузки термальных вод с современным гидротер-

http://jurassic.ru/

мальным метаморфизмом пород. Кроме того, наблюдаются многочисленные участки гидротермально измененных неогеновых пород, являющиеся, вероятно, древними областями разгрузки глубинных гидротерм. Непосредственно в районе выхода налычевских термальных вод скважины вскрыли диоритовые порфириты и гранофиры сильнотрещиноватые с водоносными зонами дробления и открытыми трещинами. Породы на всей 200-метровой глубине сильно метаморфизованы и пересечены обильной сетью жилок, трещин и пустот с развитием по стенкам их гидротермальных минералов. Метаморфизм по всей глубине имеет близкий характер, выражающийся в пропилитизации с некоторой специализацией, обусловленной изменением глубинности. По плагиоклазу развиваются серицит и кальцит, цветные минералы замещены хлоритом и анкеритом.

В интервале 22—50 *м* наблюдается пропилитизация с усиленным развитием анкерита, в интервале 50—150 *м* — с усиленным окварцеванием, в интервале 155—206 *м* — с развитием эпидота.

Более резко вертикальная зональность проявляется в составах жильного заполнения. В интервале 0—10 *м* наблюдаются отложения кальцита и арагонита (травертины), в интервале 20—50 *м* развиваются кальцитовые прожилки, 50—103 *м* — кальцито-кварцевые, 103—206 *м* — кварцевые. На всех глубинах прожилки имеют адуляровые оторочки. Метаморфизм пород происходит под воздействием низкотемпературных (до 75°), слабокислых (pH около 6) карбонатно-сульфатно-хлоридных вод с минерализацией до 5 *г/л*, т. е. 0,5% от массы воды.

В связи с более низкой температурой гидротерм в сравнении с Паужетскими и большей насыщенностью углекислотой на всем интервале их инфильтрации к поверхности, растворы имеют слабокислую реакцию. В этих условиях происходит пропилитизация — разложение плагиоклазов и замещение их серицитом, гидрослюдой и кальцитом, а цветных минералов — хлоритом и анкеритом. Зона подземного кипения, как это имеет место в случае перегретых гидротерм, отсутствует и в связи с этим не наступает резкого изменения температуры растворов и их кислотности — щелочности, вызывающих смену глубинной зоны пропилитизации приповерхностной зоной цеолитизации.

Вертикальная зональность в районе разгрузки Налычевских гидротерм, выражающаяся в смене глубинной зоны окварцевания и развития кварцевых прожилков в верхнем горизонте зоной карбонатизации и развитием кальцитовых жилок, вызвана поведением углекислоты. С глубины 70 *м* происходит дегазация вод с отделением CO_2, что вызывает разложение бикарбонатов и осаждение карбонатов. Ниже зоны дегазации углекислота находится в растворе и в этих условиях происходит осаждение кремнезема по реакции $Na_2SiO_3 + CO_3 \rightarrow Na_2CO_3 + SiO_2$ и замещение карбонатом кремнезема с образованием по минералам породы анкерита.

Адуляровые оторочки около кальцитовых и кварцевых прожилков возникают, вероятно, за счет мобилизации калия из породы (исходная порода обогащена калием) около зальбандов трещинок.

В области разгрузки паратунских хлоридно-натриевых неперегретых вод (температура воды до 70°) с меньшим, по сравнению с налычевскими водами, содержанием углекислоты и в связи с этим меньшей кислотностью, происходит хлоритизация и карбонатизация вулканических пород с одновременным развитием ломонтита (цеолита). В связи с более низкой температурой паратунских вод в сравнении с паужетскими и отсутствием подземного кипения адуляризация в местах разгрузки паратунских вод не проявляется.

http://jurassic.ru/

Аргиллизация с образованием каолинита, монтмориллонита и других глинистых минералов сопровождает образование опалово-алунитовых пород в областях аппаратов вулканов, но более интенсивно развивается на термальных полях в районах выхода глубинных перегретых гидротерм, особенно щелочных хлоридно-натриевых. Аргиллизация в поверхностных условиях происходит при воздействии на породы поровых конденсированных растворов. В случае содержания в водах хотя бы незначительного количества сероводорода происходит окисление его и образование кислых поровых растворов с сульфат-ионом, под воздействием которых протекает каолинизация пород. В случае отсутствия сероводорода происходит образование слабокислых нейтральных и слабощелочных конденсированных поровых растворов, под воздействием которых протекает монтмориллонитизация пород.

Все описанные выше гидротермальные процессы, приводящие к метаморфизму пород, протекают в областях активного вулканизма сопряженно, что приводит к формированию метаморфической вулканогенной формации сложного состава.

Ниже приводятся некоторые минеральные ассоциации современного гидротермального процесса (табл. 35).

Минералогия поствулканических процессов

В областях современного вулканизма происходит интенсивное минералообразование как в пневматолитовую, так и в гидротермальную стадию с образованием возгонов, выцветов, осадков из гидротерм и других гидротермальных минералов. К настоящему времени на камчатских вулканах определено около 100 минералов (табл. 36). Пневматолитовые минералы (возгоны) и выцветы в силу их хорошей растворимости в воде не сохраняются на вулканах. Исключение составляют сера, фториды, опал, гипс, которые могут служить свидетелями бывшей фумарольной деятельности на лавовых потоках и агломератовых массах. Наоборот, продукты гидротермального метаморфизма, как в областях аппаратов вулканов, так и в местах разгрузки глубинных гидротерм, сохраняются как геологические документы поствулканических процессов в виде формации вторичных кварцитов, аргиллитов и пропилитов.

Таким образом, интенсивный метаморфизм вулканогенных пород, приводящий к концентрации рудных минералов, происходит в длительную поздневулканическую стадию в условиях наличия жидкой фазы — воды. Гидротермальные процессы в областях активного вулканизма находятся в парагенетической связи с формированием вулканогенных толщ в смысле приуроченности к единому циклу вулканизма. Минералообразование не сингенетично с процессом формирования вулканогенных толщ, являясь наложенным. Гидротермальные процессы приурочиваются к заключительной, послекальдерной, стадии развития вулканизма, характеризующейся дифференциатами кислых лав, проявляющимися на поверхности в виде экструзий андезитов и дацитов. Эти процессы развиваются в определенной гидрогеологической обстановке.

Гидротермы формируются главным образом в результате конденсации и растворения в вадозных водах летучих магмы и при дальнейших обменных реакциях с вмещающими породами. Зарождение гидротерм происходит как на поверхности земли при растворении вулканических газов в грунтовых водах, так и на глубине при растворении магматических газов в подземных водах. Глубинность зарождения гидротерм обусловлена степенью прогрева пород кровли в окружности аппарата вулкана и той или иной трещиноватостью пород.

http://jurassic.ru/

Минеральные ассоциации при современном гидротермальном метаморфизме в областях вулканов

№ п/п	Наименование породы	Основные минералы	Сопутствующие минералы	Потеря	Обогащение	Характеристика			Глубина процесса, м	Район
						t, °C	pH	Состав гидротерм		
1	Опалиты	Опал	Лейкоксен	Al, Fe, Ca, Mg, Na, K	Si, Ti, H_2O	100	1—3	Хлоридно-сульфатные	Поверхность	Шивелуч, Семячик, Кошелева
2	Серные опалиты	Опал, сера	Лейкоксен, алунит, гипс	Al, Fe, Ca, Mg, Na, K	Si, Ti, H_2O, S	100	1—3	Сульфатные с H_2S	То же	Шивелуч, Семячик, Кихпиныч, Мутновский
3	Алунито-опаловые породы	Опал, алунит	Ярозит, сера, гипс, пирит	Al, Fe, Mg, Ca, Na, K	Si, Ti, H_2O, S	100	3—4	Сульфатные	„ „	Семячик, Кихпиныч
4	Алунитовые породы	Алунит	Опал, сера, гипс, пирит	Fe, Ca, Mg	Al, Na, K, H_2O, S	100	3—4	Сульфатные значительной концентрации	Приповерхностная	Тот же
5	Ярозиты	Ярозит	Опал, алунит, лимонит	Al, Ca, Mg	Fe, Na, K, H_2O, S	100	2—3	Сульфатные с закисным железом	Поверхность	Нижнеменделеевские источники на о. Кунашире (Курильские острова)
6	Опалиты с сульфидами	Опал, пирит, марказит	Алунит, гипс	Al, Ca, Mg, Na, K	Si, Fe, S	100	—	Сульфатные с H_2O, пропаривание с H_2S	5—15	Менделеева, Головнина на Кунашире, Эбеко на Парамушире

https://jurassic.ru/

7	Каолиниты	Каолинит	Опал, алунит, сера	Fe, Ca, Mg, Na, K	Al, H_2O	~100	5—6	Слабосульфатные, углекислые паровые	Поверхность	Шивелуч, Кихпиныч, Кошелева, Узон, Паужетка, Долина гейзеров
8	Каолиниты с лимонитом	Каолинит, лимонит	Опал, ярозит сера	Ca, Mg, Na, K	Al, Fe, H_2O	~100	5—6	То же	То же	Тот же
9	Каолиниты с пиритом (и марказитом)	Каолинит, пирит	Опал, алунит, лимонит, ярозит	Ca, Mg, Na, K	Al, Fe, S, H_2O	~100	5—6	Сульфатные с H_2O, углекислые с H_2O	1—3	Паужетка
10	Монтмориллонитовые глины	Монтмориллонит, бейделлит	Нонтронит и др.	Изменения незначительные	Mg	~100	7—8	Паровые, углекислые	Поверхность	Паужетские, Киреунские источники
11	Цеолитовые породы	Цеолит (ломонтит)	Кальцит, лейкоксен, магнетит, апатит	То же	H_2O	140—190	8	То же	30—250	Паужетка
12	Адуляро-цеолитовые породы	Ломонтит, адуляр	Кальцит, хлорит, апатит, сфен, кварц		K, H_2O	От 190 до 140		Хлоридно-натриевые с CO_2		»
13	Пропилиты с цеолитами	Кальцит, хлорит, пирит, ломонтит	Сфен, кварц, анатаз, брукит	» »	H_2O Ca, Fe, Si, CO_3, S	—	6—7	Хлоридно-натриевые с сульфатами и карбонатами	250—380	»
14	Пропилиты с гидрослюдой	Кальцит, хлорит, пирит, гидрослюда	—	—	То же	—	~6	То же	250—380	»
15	Пропилиты с ангидритом	Кальцит, хлорит, пирит, ангидрит	—	—	» »	От 150 до 190	6	» »	350—590	»

https://jurassic.ru/

Таблица 36

Минералы, встречающиеся на Камчатских и Курильских островах

Генетические группы минералов	Условия образования	Минералы	
I. Пневматолитовые (собственно возгоны)	Прямой возгон из лавы при охлаждении газов	Сера	Атанамит
		Тридимит	Гидромеланоталлит
		Сассолин	Криптогалит
		Галит	Ферручит
		Сильвин	Авогадрит
		Нашатырь	Тенардит
		Лавренсит	Глазерит
		Молизит	Глауберит
		Хлоралюминит	Ангидрит
		Кремнерзит	Сингенит (?)
		Эритросидерит	
	Продукты реакции:		
	а) в вулканических газах	Гематит	
		Тенорит	
	б) газов с породой (газовый метасоматоз	Ральстонит	Гиератит
		Флюорит	Малладрит
II. Выцветы	На поверхности термальных площадок при изменении концентрации поровых растворов при испарении воды в районах сольфатар (температура около 100°)	Гидротенардит	Мелантерит
		Мирабилит	Эпсомит
		Полигалит	Ремерит
		Вольтаит	Пиккеренгит
		Мендоцит	Галотрихит
		Каинит	Кокимбит
		Калиевые квасцы	Ферропиккеренгит
		Натровые квасцы	Алуноген
		Гипс	Ферроалуноген
		Бассонит	Алуминит
		Хальконтит	Метавольтин
		Гексагидрит	Копиапит
III. Осадки из термальных вод	Из кислых сульфатных вод	Сера	Ярозит
		Опал	Галлуазит
		Алунит	Пирит
	Из щелочных хлоридно-натриевых перегретых вод (Гейзерные, Паужетские)	Опал (гейзерит)	
	Из углекислых вод (Налычевские)	Кальцит	Реальгар
		Арагонит	Аурипигмент
IV. Гидротермальные	В области аппаратов вулканов. Кислотное выщелачивание с осаждением выщелоченных компонентов — формация опалитов и вторичных кварцитов	Опал	Марказит
		Тридимит	Лимонит
		Кристабалит	Лейкоксен
		Халцедон	Гипс
		Кварц	Барит
		Алунит	Каолинит
		Ярозит	Пирофиллит
		Сера	Гидрослюда
		Пирит	Хлорит
			Галлуазит
			Диккит

http://jurassic.ru/

Продолжение табл. 36

Генетические группы минералов	Условия образования	Минералы	
	В области разгрузки глубинных гидротерм с углекислотой. Метасоматоз. Формация пропилитов, цеолитизация и адуляризация. Температура 270—200° до глубины 1 *км*	Лимонит Птилолит Вайрокит Адуляр Альбит Кальцит Анкерит Сидерит Пеннин Делессит Кварц Халцедон Кристобалит	Тридимит Гематит Брукит Анатаз Сфен Лейкоксен Гипс Ангидрит Магнезит Пирит Эпидот Гидрослюда Апатит Гидросиликат кальция Монтмориллонит
	Поверхностная зона конденсации пара в районах разгрузки глубинных гидротерм. Формация аргиллитов. Температура около 100°	Каолинит Лимонит Монтмориллонит	Бейделлит Пирит Аллофан
V. Жильные	Область кислотного выщелачивания	Алунит Ярозит Опал	Пирит Гипс
	Область метасоматоза в районах разгрузки глубинных гидротерм с углекислотой (Налычева, Паужетка)	Кальцит Кварц Ортоклаз Цеолит	Хлорит Пирит Сфен Гидрослюда

Гидротермальные процессы развиваются в двух различных обстановках: а) в областях аппаратов вулканов на поверхности земли и на глубине в местах зарождения гидротерм, б) в местах разгрузки глубинных гидротерм.

Современный гидротермальный метаморфизм вулканогенных пород осуществляется растворами жидкими и жидко-газовыми слабой концентрации (минерального вещества десятые доли процента от всей массы воды) с растворенными газами CO_2, H_2S и др. Растворенное вещество переносится раствором. Растворы двигаются в зоны меньших давлений по порам в породах (инфильтрация). Высокая температура растворов (100—280°) и газонасыщенность обусловливают их подвижность.

В эволюции состава гидротерм и характере гидротермального метаморфизма вулканогенных пород намечаются четыре стадии:

1) ранняя ультракислая стадия (галоидно-сернистая) — соответствует гидротермам в очагах зарождения; обусловливает метаморфизм пород, выражающийся в кислотном выщелачивании с формированием вторичных кварцитов на некоторой глубине и опалитов с алунитом и серой в поверхностных условиях;

2) слабокислотная стадия, соответствующая глубинным слабокислым, хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатным гидротермам и метаморфизму пород, выражающемуся в пропилитизации;

http://jurassic.ru/

3) поздняя щелочная стадия — соответствует образованию щелочных хлоридно-натриевых гидротерм за счет отделения из глубинных гидротерм углекислоты в виде газа при подходе их к поверхности земли; метаморфизм пород выражается в цеолитизации и адуляризации;

4) поздняя кислотная стадия, связанная с образованием кислых сульфатных поровых растворов вблизи поверхности земли при конденсации паровой фазы и окислении сероводорода, отделившихся из гидротерм; метаморфизм пород выражается в аргиллизации и опализации [1].

Эволюция состава гидротерм в связи с изменением глубинности при их инфильтрации к поверхности земли в местах разгрузки обусловливает вертикальную метасоматическую зональность — смену зон пропилитизации зонами цеолитизации, адуляризации и аргиллизации.

В связи с тем что очаги разгрузки глубинных гидротерм часто далеко отстоят от очагов их формирования, формация гидротермально измененных вулканогенных пород может быть территориально разобщенной с аппаратами вулканов.

Современные гидротермы металлоносны. Наиболее характерными компонентами являются мышьяк, ртуть, присутствует сурьма, свинец, олово, медь, цинк и серебро. Металлы находятся в растворах в десятитысячных долях процента (определяются в сухом остатке). Присутствующий в гидротермах вулканический сероводород вылавливает из растворов металлы, и в результате длительности процесса в осадках из гидротерм и гидротермально измененных породах происходит концентрация их.

ГОРНЫЕ ПОРОДЫ, ИЗМЕНЕННЫЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬЮ, И ИХ РУДОНОСНОСТЬ

На Камчатке имеются весьма благоприятные условия для изучения продуктов молодой гидротермальной деятельности. Исследованию гидротермально измененных пород способствуют их свежесть и хорошая обнаженность в разноглубинных эрозионных врезах.

Особенно большой масштаб гидротермальные процессы в позднетретичное и раннечетвертичное время имели в Центрально-Камчатской вулканической зоне, которую некоторые исследователи называют неогеновой зоной вторичных кварцитов (Власов, 1946). Зона эта приурочена к глубинному разлому в приводораздельной части Камчатско-Корякского антиклинория и протягивается вдоль юго-восточных склонов Срединного и Корякского хребтов более чем на 1000 *км*. Гидротермальные изменения пород происходили здесь вдоль системы трещин, оперяющих глубинный разлом. Благодаря этому зона вторичных кварцитов представляет собой ряд кулисообразно расположенных удлиненных массивов гидротермально измененных пород. Внешне эти массивы

[1] Не менее распространенной, судя по изучению многочисленных участков гидротермально измененных пород вулканической зоны Центральной Камчатки, является следующая стадийность гидротермальных процессов: 1) в относительно закрытых геологических системах а) ранняя кислотная стадия — галогенная, вызывающая грейзенизацию и образование богатоглиноземных вторичных кварцитов, б) щелочная (до слабокислой) стадия, обусловливающая пропилитизацию и главное рудоотложение, в) поздняя кислотная стадия, с которой связаны образование сернокислотного ряда вторичных кварцитов и аргиллизация; 2) в более открытых геологических системах: а) ранняя щелочная стадия, с которой связываются щелочные метасоматиты, пропилитизация и рудообразование, б) поздняя кислотная стадия (образование сернокислого ряда вторичных кварцитов, аргиллизация). Об этом более подробно будет сказано ниже. — *Прим. ред*

http://jurassic.ru/

хорошо выделяются светлой, часто белой, на отдельных участках охристой окраской. Площади, сложенные измененными породами, имеют характерный рельеф. Окварцованные породы резко выделяются острыми скалистыми выступами, наоборот, породы, подвергшиеся глинистым преобразованиям, слагают пологие увалы с округлыми седловинами. Менее интенсивные гидротермальные процессы приводят к зеленокаменному перерождению пород и их сульфидизации. Зеленые пропилитоподобные породы обычно наблюдаются на периферии массивов осветленных измененных пород. Измененные породы перекрываются покровами свежих четвертичных лав (рис. 55).

Количество массивов гидротермально измененных пород и их размеры варьируют на различных участках зоны в очень широких пре-

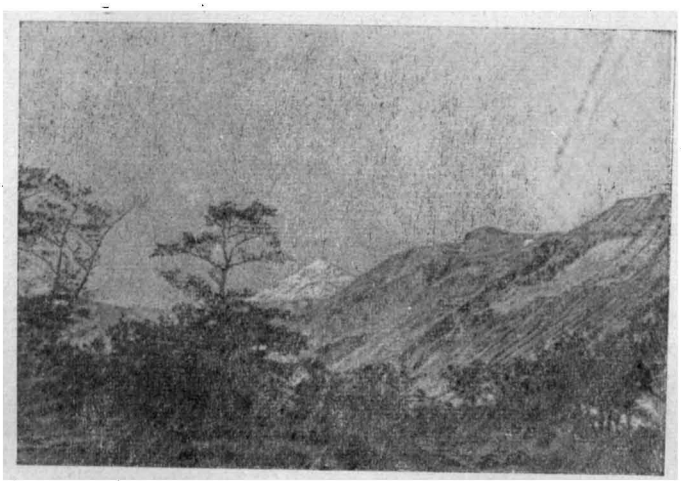


Рис. 55. Истоки р. Кевенейваям. Вдали — белая вершина вулкана Кевеней, на переднем плане под покровами четвертичных базальтов залегают гидротермально измененные породы. Фото А. Д. Зубко

делах. Наблюдаются как отдельные тела измененных пород, достигающие величины нескольких километров по простиранию и многих сотен метров по ширине, так и узлы или системы сближенных зон, образующие в совокупности иногда крупные (до нескольких квадратных километров) массивы измененных пород. Особенно большая насыщенность массивами гидротермально измененных пород характерна для участков с наибольшим количеством дизъюнктивных нарушений.

По форме среди массивов измененных пород выделяются две главные группы: 1) крутопадающие тела, несогласные с наслоением вулканогенных толщ, развившиеся при метасоматозе боковых пород у разломов, 2) пластообразные тела, согласные с напластованием вмещающих пород, образовавшиеся при избирательном замещении слоев пирокластического или вулканогенно-обломочного материала. Мощность тел для обоих случаев может достигать сотен метров.

Гидротермально измененные породы Центральной Камчатки относятся в основном к трем формациям — вторичным кварцитам, пропилитам и субщелочным ортоклазовым метасоматитам [1]. Формация субще-

[1] Под формациями в данном случае понимаются семейства типов измененных пород, объединенных общностью генезиса, вещественного состава и рудной специализации. Таким образом, формации измененных пород являются одновременно и рудными формациями.

http://jurassic.ru/

лочных метасоматитов характерна для наиболее глубоко эродированных участков Центрально-Камчатской вулканической зоны и располагается обычно внутри интрузивных массивов, лишь иногда несколько выходя за их контакты во вмещающие породы. Формация пропилитов является промежуточной по глубинности и часто развивается вблизи интрузивных массивов в их апикальной части. Формация вторичных кварцитов является наиболее близповерхностной и обычно не обнаруживает непосредственной пространственной приуроченности к интрузивам, часто развиваясь в вулканических сооружениях и у экструзивных куполов.

Типы измененных горных пород и связанное с ними оруденение

Вторичные кварциты

В составе формации вторичных кварцитов установлены следующие типы измененных пород (Власов, 1946; Саватеев, 1960а; Василевский, 1958; Ю. В. Жегалов, 1954 г.): 1) монокварциты и опалиты, 2) серные, 3) алунитовые, 4) диккитовые, 5) серицитовые, 6) диаспоровые, 7) андалузитовые вторичные кварциты.

Монокварцевые породы и опалиты развиты очень широко, особенно на Центральном и Северном участках Центрально-Камчатской вулканической зоны, где ими слагаются крупные горные массивы (верховья р. Быстрой Козыревской, реки Крерук, Белая, Тымлат, Ольховая и др.). Они представляют собой плотные, белые или светло-серые породы, часто обохренные в зоне окисления. В монокварцитах, помимо кварца, присутствуют рутил, иногда лейкоксен, в опалитах — опал, халцедон, кварц, а также лейкоксен. В тех и других обычно много сульфидов железа (пирит и марказит). Имеются разности, переходные от монокварцитов к опалитам по количественному соотношению кварца и опала. В опалитах под микроскопом (в проходящем свете) часто можно наблюдать сохранившуюся при замещении породы первичную ее структуру (например порфировую). В монокварцитах случаи сохранения первичной структуры породы редки и конечная структура их чаще определяется как грано бластовая или роговиковая. Нередки в монокварцитах реликты колломорфных структур, указывающие на первоначальное отложение кремнезема и коллоидальных растворов и последующую его раскристаллизацию. Реликтовые колломорфные структуры особенно часто встречаются в наиболее молодых представителях монокварцитов, распространенных на древнечетвертичных и плиоценовых вулканах.

Серные кварциты представляют собой желтые или зеленовато-желтые породы, сложенные кварцем, серой, рутилом, лейкоксеном. К этим составным частям в том или ином количестве примешиваются опал, алунит, марказит, пирит; изредка встречаются аурипигмент, реальгар. Серные кварциты самого простого минерального состава, состоящие из кварца, серы и рутила, обычно распространены на наиболее высоких гипсометрических отметках сернорудных месторождений. Такие массивные желтые бессульфидные серные руды отличаются выдержанным содержанием серы в пределах 33—34% и количественным соотношением серы и кремнезема, близким 1 : 1, что соответствует их молекулярным весам. Причина этого еще не выяснена.

С глубиной серные кварциты обычно все более и более обогащаются марказитом, а затем в них появляется пирит. Одновременно в серных кварцитах возрастает (до сотых, иногда десятых долей про-

http://jurassic.ru/

цента) содержание металлических элементов-примесей, таких, как медь, цинк, свинец, сурьма и др. Судя по примеру японских метасоматических серных месторождений (Матсуа и др.), серные кварциты на глубине нескольких сотен метров могут в некоторых случаях сменяться колчеданными (пиритными) залежами, содержащими немного самородной серы и практически интересные количества киновари, сурьмяного блеска, реальгара и аурипигмента.

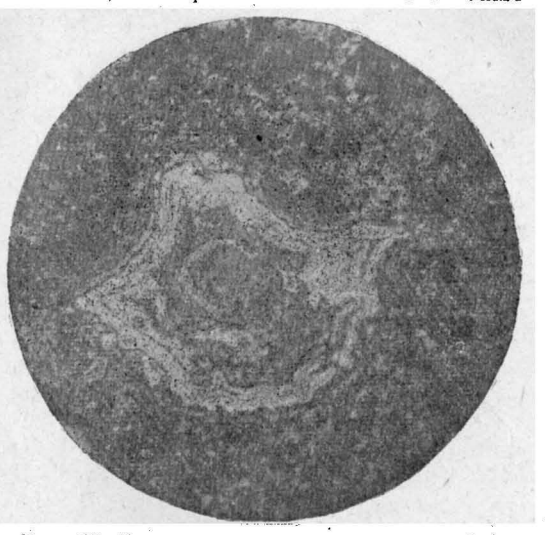


Рис. 56. Колломорфные текстуры с серой, опалом и марказитом. Месторождение Серное Кольцо, о. Парамушир. Увел. 50, николи ||

В серных кварцитах нередко проявляются реликты колломорфной текстуры с чередованием тончайших слойков серы и опала, иногда также марказита (рис. 56). Обычно хорошо сохраняются структуры исходной породы, например порфировой. Порфировые выделения вулканических пород иногда избирательно замещаются серой (и алунитом), основная масса — опалом и кварцем. В этом случае образуются вкрапленные серные руды. Наиболее обычны для серных кварцитов своеобразные сетевидные структуры с распределением серы в виде сетки, «ячейки» которой выполнены мостовидным агрегатом кварца (рис. 57). Эти структуры Г. М. Власов (1958 г) рассматривает как структуры раскристаллизации первоначальных колломорфных образований.

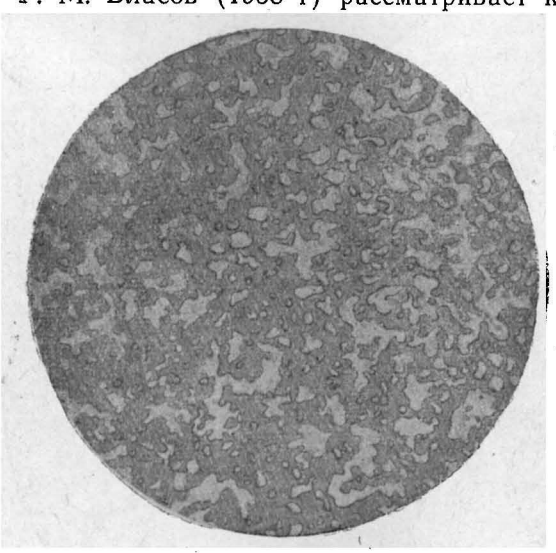
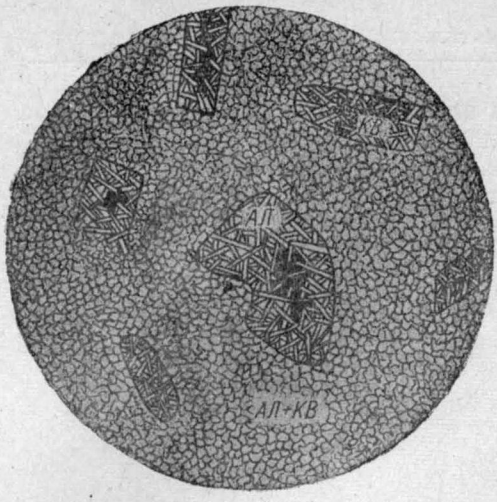


Рис. 57. Сетевидная структура серных кварцитов. Месторождение Серное Кольцо, о. Парамушир. Увел. 60, николи +. Темное — сера, светлое — мелкокристаллический кварц

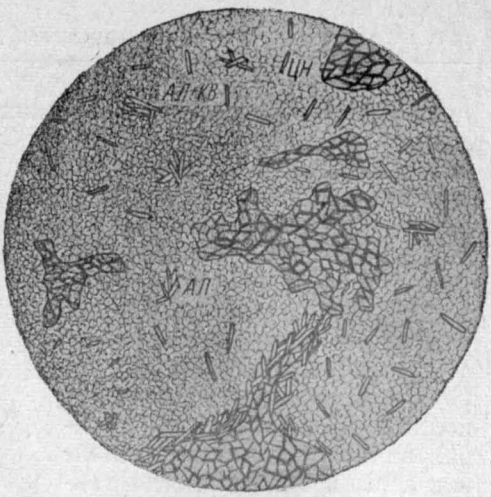
Алунитовые кварциты очень распространены в Центрально-Камчатской вулканической зоне, чаще в ассоциации с монокварцитами и серными кварцитами, в наиболее крупных массивах осветленных измененных пород (верховья рек Быстрой, Козыревской, Уксичана, Агликич, Крерук, Половинной и др.). Это один из наиболее распространенных типов измененных пород в пределах плиоценовых вулканических сооружений. Вмещающими и исходными породами для алунитовых кварцитов являются андезито-базальты, андезиты и андезито-дациты анавгайской и алнейской серий.

Алунитовые кварциты нередко слагаются только кварцем и алунитом с незначительной примесью лейкоксена. Алунит образует неправильные сростки кристаллов,

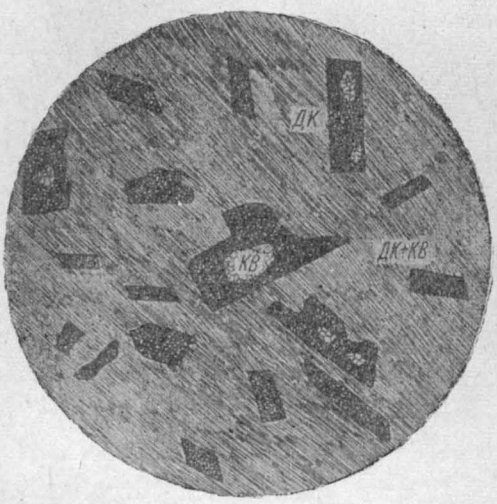
http://jurassic.ru/



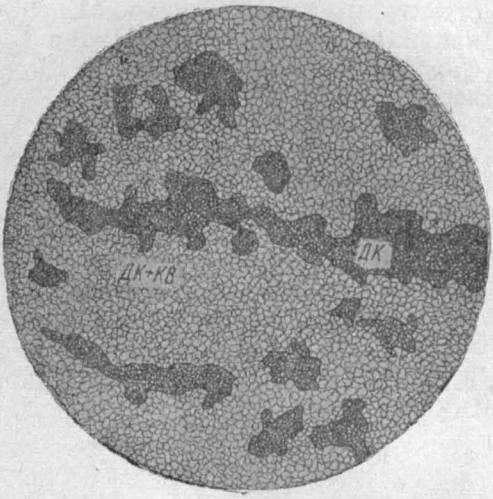
I



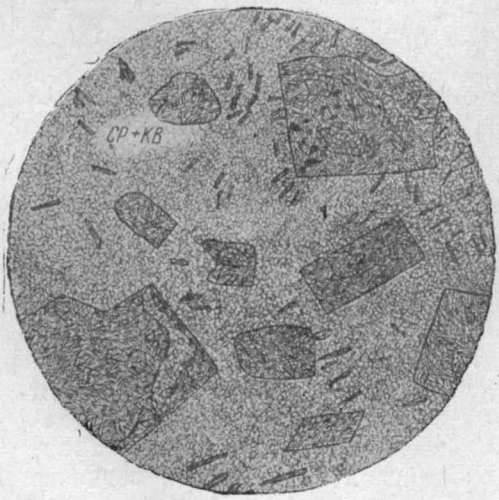
II



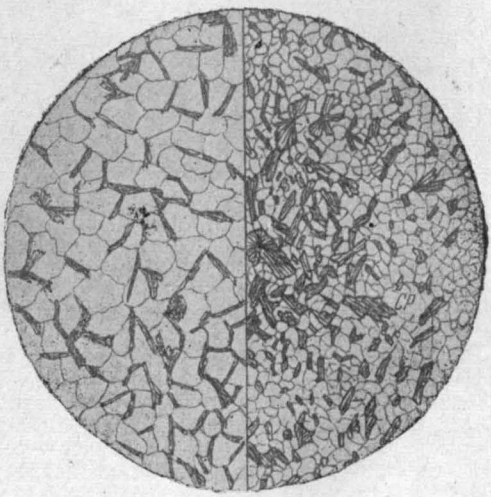
III



IV



V



VI

http://jarabic.ru/

реже равномерно рассеян в агрегате кварцевых кристаллов с роговиковой структурой. Чаще к этим минералам примешиваются в различных количествах каолинит (диккит), пирофиллит, марказит. При гидротермальном изменении пород и образовании алунитовых кварцитов порфировые выделения полевых шпатов обычно избирательно замещаются алунитом; порфировая структура первичных пород прекрасно сохраняется (рис. 58, I). Совместно с алунитом в псевдоморфозах могут присутствовать каолинит и кварц, изредка цуниит (см. рис. 58, II).

Алунит в алунитовых кварцитах встречается также в виде прожилков мощностью, редко превышающей 2—3 *мм*. Алунит прожилков обычно крупнотаблитчатый; прожилки в наблюдавшихся случаях окрашены гидроокислами железа в буроватые тона. В алунитовых прожилках на севере Быстринского района присутствует цуниит, иногда в количестве до 60—70%; отдельные участки прожилков нацело сложены этим минералом. По составу цуниит относится к разности, богатой хлором, и имеет показатель преломления 1,598.

Состав камчатских алунитов в достаточной степени не изучен. Большинство изученных разновидностей относится к натро-алунитам и смешанным алунитам, характеризующимся количественным соотношением K_2O и Na_2O 1 : 1. Содержание алунита в кварцитах иногда достигает 40—50%.

Диккитовые кварциты представляют собой очень распространенный тип измененных пород, встречающийся чаще по соседству с монокварцитами и алунитовыми кварцитами. Особенно широко они развиты на Центральном и Северном участках Центрально-Камчатской вулканической зоны. Диккитовые кварциты белого цвета, в той или иной мере «окварцованные», с неясно сохранившейся первичной структурой исходных пород. Диккитовые кварциты могут быть крепкими, кварцитоподобными при значительном преобладании кварца или ломкими, пачкающими руки при преобладании диккита. Кроме кварца, в диккитовых кварцитах часто присутствуют лейкоксен и марказит. Структура кварцитов в отдельных участках реликтовая порфировая, с псевдоморфозами тонкочешуйчатого (0,01—0,001 *мм*) диккита и несколько более крупнозернистого кварца по порфировым выделениям полевых шпатов (см. рис. 58, III). Диккит и кварц, кроме того, развиваются в породах и вне порфировых выделений, в основной массе породы, неправильными заливообразными участками (см. рис. 58, IV). Довольно редки мономинеральные прожилки диккита, отличающиеся бледно-голубой окраской. В каолинитовых кварцитах по р. Агликич встречены псевдоморфозы по порфировым выделениям мелкочешуйчатого минерала с характерной синевато-зеленоватой окраской, оказавшегося, по определению М. М. Василевского, накритом. В диккитовых кварцитах на молодых (плиоценовых и четвертичных) вулканах часто наблюдаются реликтовые колломорфные структуры. Помимо диккита, в них содержится, нередко в виде прожилков, галлуазит.

Серицитовые кварциты являются наиболее широко распространенной разновидностью гидротермально измененных пород. Особенно многочисленны зоны с серицитовыми кварцитами в междуречье Быстрой (Козыревской) и Кирганика.

Рис 58. Зарисовки шлифов алунитовых, диккитовых и серицитовых вторичных кварцитов Центрально-Камчатской вулканической зоны. Увел. 64, николи ||. Рисунки Е. Н. Судовиковой

I—алунитовый кварцит с реликтовой порфировой структурой; *II*—алунитовый кварцит с цуниитом; *III* — диккитовый кварцит с реликтовой порфировой структурой; *IV* — диккитовый кварцит; *V* — серицитовый кварцит с реликтовой порфировой структурой; *VI* — две разновидности серицитового кварцита с различными количественными соотношениями кварца и серицита

http://jurassic.ru/

Макроскопически серицитовые кварциты характеризуются серым, синевато-серым, а на выветрелой поверхности светло-серым, до белого, цветом, хорошо сохранившейся первичной структурой породы (чаще порфировой или агломератовой) и вкрапленностью, иногда обильной, пирита. Породы сложены серицитом, кварцем и пиритом. В верховьях р. Половинной, на участке с ртутным оруденением, в серицитовых кварцитах Л. И. Лапшиной, установлен, по-видимому, дюмортьерит. Наиболее интенсивно и в первую очередь серицитом замещаются порфировые выделения плагиоклаза, чем и объясняется обычная сохранность первичной порфировой структуры исходных пород (см. рис. 58,V). И серицит, и кварц чрезвычайно тонкозернисты. Кварц слагает примерно 50% всей массы породы. Пирит образует в породах равномерную вкрапленность мелких (0,01 *мм*) кубических кристаллов.

Нередки, однако, случаи, когда конечные структуры серицитовых кварцитов не наследуют структуру исходной породы. Примером могут служить кварциты с мостовидным агрегатом кварца и с рассеянными в нем или собранными в кучечные скопления чешуйками серицита (рис. 58, VI). Структура таких пород близка к лепидогранобластовой и они часто бывают трудноотличимы от алунитовых кварцитов. Различия между серицитовыми и алунитовыми кварцитами нередко устанавливаются лишь с помощью гипсовой пластинки для определения знака удлинения чешуек серицита и алунита.

Внутри описанной группы пород — серицитовых кварцитов — выделяется по составу подгруппа бейделлитизированных пород, обогащенных пиритом. Бейделлитизации, как это устанавливается термическим анализом, подвергаются гидрослюды и серицит. Располагаются эти породы во внешней зоне серицитовых кварцитов, у контакта последних с зеленокаменно-измененными, пропилитизированными породами.

К зонам измененных пород, сложенным монокварцитами, диккитовыми и серицитовыми кварцитами, часто бывает приурочено ртутное оруденение, которое по отношению к вторичным кварцитам обычно является наложенным. Отложение киновари обычно наблюдается вдоль контактов монокварцитов и диккитовых пород и сопровождается околорудными изменениями вторичных кварцитов. Эти изменения выражаются в серицитизации диккита и частичном выщелачивании кварца с последующим переотложением кремнезема в виде хрусталевидного кварца второй генерации. Отложению киновари предшествовала слабая пиритизация пород; наблюдается обрастание мелких кристаллов пирита киноварью. Установлены две разновидности киновари — селенистая киноварь с удельным весом 8,14—8,17 *г/см*^{3} и обычная кошенильно-красная с удельным весом 8,05—8,07 *г/см*^{3}. Кроме киновари, в рудных зонах присутствуют антимонит и реальгар. В рудах установлено также присутствие блеклых руд и вторичного минерала молибдита. Неокисленный молибденит в зонах с ртутным оруденением не встречен.

Диаспоровые кварциты встречаются на Камчатке сравнительно редко. В 1957—1958 гг. диаспоровые кварциты были установлены в ряде районов Центральной Камчатки (Г. М. Власов, М. М. Василевский, В. К. Ротмам, Ю. А. Шаров, Л. И. Лапшина, А. И. Копыцин и др.).

В бассейне р. Кирганика диаспоровые кварциты встречены у контакта с дацитовым экструзивным куполом в верховьях р. Быстрой, у дайки амфиболового андезито-дацита на перевале Оганчи, а также в контактовой зоне субвулканической интрузии микрогранодиорит-порфира на правобережье р. Озерновской. В первом пункте диаспор при-

http://jurassic.ru/

сутствует в виде тонких четковидных прожилков в тонкозернистой (0,001—0,005 *м*) каолинито-алунитовой массе. Такая же картина наблюдалась и в контакте с дайкой амфиболового андезито-дацита на перевале Оганчи. На правом берегу р. Озерновской диаспоровые кварциты образуют непосредственно в кровле микрогранодиорит-порфирового интрузива линейновытянутое тело мощностью около 25 *м*, окруженное серицитовыми кварцитами, сменяющимися на периферии пропилитизированными породами. Слагаются диаспоровые кварциты довольно крупнозернистым (0,01—0,3 *мм*) агрегатом диаспора, кварца и диккита. Другой разновидностью диаспоровых кварцитов является их бездиккитовая разность, в которой диаспор образует равномерные вкрапления в кварце, и также слагает иногда мономинеральные прожилки. Содержание его в породе достигает 40%. Структура диаспоровых кварцитов гранобластовая или порфиробластовая.

Аналогичные описанным диаспоровые кварциты встречены в верховьях р. Половинной (Ю. А. Шаров, Л. И. Лапшина). Там же обнаружены своеобразные диаспориты, состоящие из крупнокристаллического (0,5—1,0 *мм*) диаспора, гидроокислов железа (лимонит) и содержащие обильную вкрапленность киновари. Структура диаспоритов призматически-зернистая. Текстура на отдельных участках полосчатая; обычна значительная пористость породы.

Характерно, что серицитовые кварциты, пространственно ассоциирующиеся с диаспоровыми кварцитами, несколько отличаются от описанных ранее. Главные отличия состоят в большей крупнозернистости пород и содержании гематита вместо пирита.

Андалузитовые кварциты встречены пока лишь на Северном участке Центрально-Камчатской вулканической зоны, в бассейнах рек Тымлата, Караги и Дранки (Б. Т. Тишков). Здесь, как установил Д. Е. Саватеев, в измененных породах содержатся андалузит и кварц. Содержание в породе андалузита, присутствующего в виде мелких (не более 0,6 *мм*) зерен, незначительное. В качестве разновидности андалузитсодержащих пород Д. Е. Саватеевым описываются андалузит-лазулитовые породы, сложенные кварцем, тонкочешуйчатым биотитом и редкими зернами лазулита и андалузита.

Андалузит встречается также как примесь в диаспоровых кварцитах бассейна р. Половинной .

Пропилитизированные породы

Пропилитизированные породы представляют собой наиболее распространенную группу гидротермально измененных пород на всем протяжении Центрально-Камчатской вулканической зоны. Если на Центральном и Северном участках этой зоны пропилиты наблюдаются лишь в наиболее глубоких эрозионных врезах и на периферии массивов вторичных кварцитов, то в более южных районах Камчатки пропилиты количественно значительно преобладают над вторичными кварцитами.

В составе формации пропилитизированных пород зоны М. М. Василевский устанавливает следующие типы: 1) цеолитовый, 2) хлоритовый и хлорито-карбонатный, 3) эпидото-хлоритовый, 4) актинолит-эпидотовый.

Цеолитовый тип пропилитизированных пород наблюдался лишь в верховьях р. Кирганика. Гидротермальные изменения, свойственные этому типу, выражаются в избирательной цеолитизации порфировых выделений плагиоклазов и в общей хлоритизации исходной породы

http://jurassic.ru/

(диоритовых порфиритов, в частности). Породообразующим рудным минералом является пирит. Точный состав цеолитов в мелкоагрегатных всевдоморфозах по полевым шпатам не определен. Однако те же

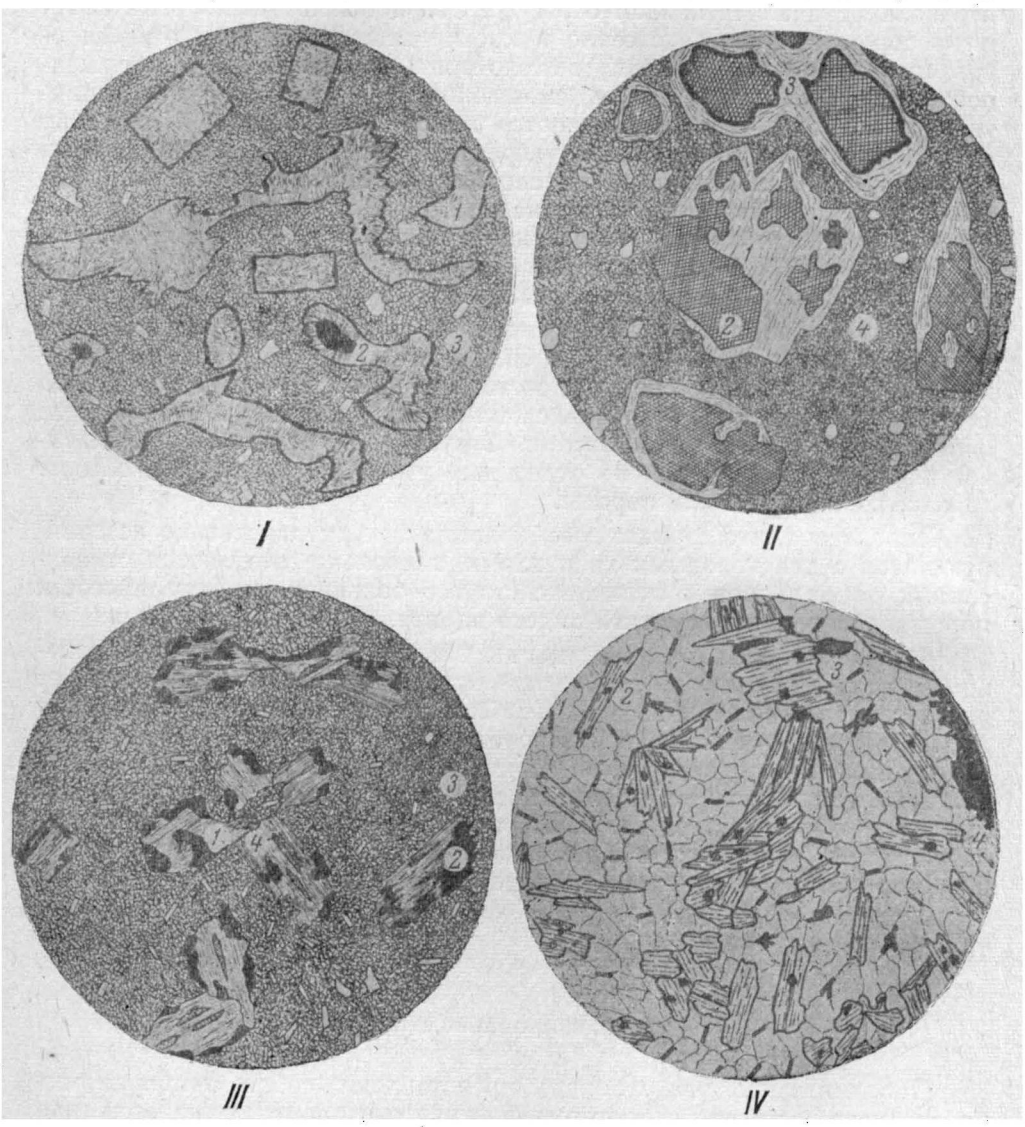


Рис. 59. Зарисовка шлифов пропилитизированных пород Центрально-Камчатской вулканической зоны. Увел. 64, николи ||. Рисунки Е. Н. Судовиковой

I — хлоритовый пропилит: *1* — хлорит, *2* — пирит, *3* — основная масса андезито-дацита с порфировыми кристаллами неизмененного плагиоклаза; II — хлорито-карбонатный пропилит: *1* — хлорит, *2* — кальцит, *3* — пирит, *4* — фельзитовая основная масса дацита с малоизмененными порфировыми кристаллами плагиоклаза: III — эпидото-хлоритовый пропилит: *1* — псевдоморфозы хлорита по биотиту, *2* — пирит, *3* — основная масса андезито-дацита с малоизмененными кристаллами плагиоклаза, *4* — эпидот: IV — биотито-актинолитовый пропилит (массивный окварцованный пропилит): *1* — кварц, *2* — актинолит, *3* — биотит, *4* — халькопирит

цеолиты, по-видимому, наблюдаются в измененных породах в виде прожилков и определяются как филлипсит.

Хлоритовый и хлорито-карбонатный тип пропилитов представляет собой хлоритизированные и карбонатизированные эффузивные и интрузивные породы (андезиты, базальты, диориты и др.).

http://jurassic.ru/

Карбонат представлен кальцитом; обычно в значительном количестве содержится пирит. Развивается кальцит как по основной массе исходной породы, так и, особенно интенсивно, по порфировым выделениям плагиоклаза (рис. 59, II). Карбонатизация плагиоклаза сопровождается новообразованием небольшого количества альбита. Иногда содержание карбонатов так незначительно, что пропилитизированная порода может быть отнесена к хлоритовому типу (см. рис. 59, I). Часто встречаются адуляр и серицит. При большем содержании последнего образуется хлорито-серицитовая разновидность пропилитизированных пород. В неизмененных породах в контакте с хлорито-карбонатными пропилитами содержатся многочисленные прожилки и миндалины, выполненные кальцитом, альбитом и цеолитами (шабазит, стеллерит и ардунит).

Хлорит и пирит развиваются в породе избирательно по первичным темноцветным минералам с образованием пирито-хлоритовых зональных псевдоморфоз. В случае развития хлорита по плагиоклазу новообразований пирита не возникает, а хлорит относится к существенно магнезиальной разности, в то время как хлорит, образующийся за счет темноцветных минералов, более богат железистой молекулой.

Конечный состав пропилитизированных пород в значительной мере зависит от первичного состава вмещающих пород. В случае, если пропилитизации подвергается порода кислого состава, например гранодиорит, гидротермальные изменения проявляются почти одной карбонатизацией.

Эпидото-хлоритовые пропилиты представляют собой более глубинные и более высокотемпературные образования. Они сложены эпидотом, пиритом, иногда с примесью гематита, а также незамещенными первичными минералами исходной породы. Эпидот и хлорит развиваются в породах по плагиоклазам вкрапленников, в основной массе, а также совместно с пиритом по первичным фемическим минералам (см. рис. 59, III). Основная масса породы и вкрапленники плагиоклаза обычно подвергаются интенсивной альбитизации. Развитие эпидота по первичным пироксенам исходной породы приводит к образованию псевдоморфоз эпидото-кварцевого состава. К числу более редких минералов эпидото-хлоритового типа пропилитов относится турмалин, установленный М. М. Василевским в пропилитизированных породах бассейна р. Кадар.

Хлорито-карбонатные и эпидото-хлоритовые пропилиты могут содержать кварц в виде типичных жильных заполнений. Кварцевые жилы и прожилки иногда образуют в пропилитизированных породах крупные штокверки. Более мощные (1—2, до 10 *м*) кварцевые жилы протягиваются в этих штокверках параллельно друг другу, а между ними располагается густая сеть ветвящихся маломощных прожилков. Состав кварцевых жил и прожилков нередко сложный. Наиболее распространены среди жильных минералов кварц, карбонаты (кальцит чистый и с примесью доломитовой молекулы, сидерит) и адуляр. Большое содержание адуляра характерно, однако, для кварцево-карбонатных жил среди пропилитизированных пород хлорито-карбонатного типа. Нередко кварцевые жилы и прожилки имеют эпидотовую или зональную эпидото-хлоритовую оторочку, в которой эпидот слагает внутреннюю, контактирующую с кварцем, зону, а хлорит — зальбандовую часть прожилка. На более высоких уровнях кварцевые жилы обычно окаймляются тонкой серицитовой оторочкой. В качестве примеси в кварце жил и прожилков штокверков присутствует апатит.

Рудные минералы штокверков представлены халькопиритом, сфалеритом, галенитом, самородным золотом и серебром, пиритом и гемати-

http://jurassic.ru/

том. Из вторичных минералов присутствуют малахит, азурит, смитсонит, церуссит, гётит. Полиметаллическая минерализация более характерна для нижних частей штокверков, золото-серебряная — для верхних, содержащих в большем количестве адуляр. Оруденение распространяется за пределы кварцевых жил во вмещающие пропилитизированные породы, где местами устанавливается содержание значительного количества золота. Все эти особенности позволяют отнести описанные рудопроявления к пропилитовой золото-серебряной «формации», широко распространенной в США, Мексике, Венгрии и других областях молодой складчатости.

Актинолито-эпидотовый и биотито-актинолитовый типы пропилитовых пород относятся к числу мало распространенных и встречены в наиболее глубоких эрозионных врезах в бассейнах рек Кирганика, Яковской, Лунтоса и др. Породы сложены в основном кварцем, эпидотом, актинолитом и пиритом. Иногда вместе с пиритом присутствует пирротин. Последний часто содержит эмульсионную вкрапленность халькопирита. Второстепенными минералами являются сфен, апатит и биотит. Структура пропилитов актинолито-эпидотового и биотито-актинолитового типов, в отличие от структур двух предыдущих типов образований, совершенно не отражает структуры исходных пород (см. рис. 59, IV). Структура пород этих типов близка к гранобластовой, порфиробластовой и роговиковой.

Высокотемпературные пропилитизированные породы иногда относительно равномерно прокварцованы и содержат вкрапленники и прожилки халькопирита и молибденита. В виде примеси встречается самородная медь. Оруденение обычно размещается среди пород интрузивных массивов (диориты, кварцевые диориты, гранодиориты и др.), а также в дайках диоритовых порфиритов, где вкрапленники халькопирита особенно интенсивно развиваются по порфировидным кристаллам темноцветных минералов. Благодаря этому руды имеют характерный «порфировый» облик.

Субщелочные метасоматиты

Ортоклазовые метасоматиты пока известны лишь в двух районах Камчатки: в верховьях рек Кирганика и Яковской. Не исключена, однако, вероятность встречи их и в других, пока еще мало исследованных районах со сходной геологической обстановкой (например у р. Шаромской). Благоприятной предпосылкой к этому является частое проявление позднемагматического — раннегидротермального щелочного метасоматоза в апикальных частях неогеновых гранотоидных интрузивов. Большой практический интерес к ортоклазовым метасоматитам определяется содержанием в них медных руд.

В верховьях р. Кирганика ортоклазовые метасоматиты распространены как в виде крупных массивных тел в эндо- и экзоконтактах диоритового интрузива, так и в форме прожилков, развившихся по трещинам.

Среди ортоклазовых метасоматитов М. М. Василевский по минералогическому составу и структурно-текстурным признакам выделяет авгит-ортоклазовые и биотит-ортоклазовые метасоматиты.

Авгит-ортоклазовые метасоматиты развиты в верховьях р. Кирганика в пределах небольшого (около 2 $км^2$) участка на контакте массива кварцевых диоритов и гранодиоритов с верхнемеловыми вулканическими породами. Внешне они представляют собой зеленовато-серые или розовато-зеленовато-серые породы, нередко с полосчатыми

http://jurassic.ru/

текстурами. Средний размер зерен 0,2—0,5 *мм*. Характерны крупные, до 2 *см* по длинной оси, кристаллы калинатрового полевого шпата. Структура пород приближается к порфировидной, роговиковой или призматически-зернистой, участками — к пойкилитовой. Породы сложены ортоклазом (до 70%), авгитом (около 25%), титаномагнетитом (около 2%), апатитом (до 1%), сфеном, альбитом, эпидотом, хлоритом, кальцитом. Встречаются вкрапленники халькозита и борнита. Отдельные линзовидные и четковидные тела без резких границ сложены почти одним ортоклазом. Эти породы А. И. Морозов (1938) принимал за особую разновидность изверженных горных пород и назвал камчатитами. Химический состав камчатита следующий (в %): SiO_2 50,21; Al_2O_3 20,16; Fe_2O_3 2,67; FeO 2,48; TiO_2 0,58; CaO 8,26; MgO 4,41; SO_3 0,13; MnO 0,18; P_2O_5 0,79; Na_2O 1,01; K_2O 7,09; п. п. п. 1,71; сумма 99,73.

Биотит-ортоклазовые метасоматиты представляют собой более низкотемпературные и несколько более поздние образования, чем авгит-ортоклазовые метасоматиты, что доказывается содержанием в них реликтов зерен авгита. Они сложены ортоклазом и биотитом с той или иной примесью кварца, апатита, сфена, альбита и рудных минералов. Полный список рудных минералов, содержащихся в метасоматитах, включает (по И. Н. Ильченко): борнит, халькозин, халькопирит, гематит, пирит, самородное золото, самородная медь, ковеллин, куприт, малахит, брошантит, хризоколла, азурит, лимонит. Структура пород роговиковая, часто порфиробластовая. Порфировидный облик породам придают крупные выделения халькопирита, борнита и халькозина, окруженные мелкозернистым агрегатом альбита и кварца. Рудные минералы, кроме того, содержатся в виде вкрапленников и коротких прожилков. На отдельных участках развит кальцит в виде тонких выклинивающихся прожилков. Химический состав породы следующий (в %): SiO_2 51,0; Al_2O_3 16,96; Fe_2O_3 2,24; FeO 3,73; TiO_2 0,71; CaO 4,13; MgO 8,01; SO_3 0,24; P_2O_5 0,53; Na_2O 2,13; K_2O 7,61; п. п. п. 1,42.

Другие типы измененных пород

Помимо описанных трех формаций измененных пород, в Центрально-Камчатской вулканической зоне встречены образования, не входящие в рамки предложенной классификации. К ним относятся предположительно автоаргиллизированные позднеплиоценовые экструзивные породы на перевале Оганчи, а также адуляризированные породы у Апапельского горячего источника.

Автоаргиллизация в районе перевала Оганчи проявлена в дайке амфиболового андезито-дацита мощностью около 40 *м* и протяжением по простиранию более 1000 *м*. На всем этом простирании и на всю мощность порода дайки превращена в серую, плотную, однородную, почти мономинеральную, галлуазитовую по составу массу (рис. 60). Галлуазитовые частицы в образовавшейся породе очень мелкие (менее 0,001 *мм*).

Изменения, аналогичные описанным, но менее интенсивные, наблюдались также в узкой (5—10 *см*) эндоконтактовой зоне крупных экструзивных куполов, располагающихся в верховьях р. Озерновской. Особенно отчетливо здесь видно замещение галлуазитом порфировидных выделений амфибола (базальтическая роговая обманка), галлуазитизация же основной массы проявлена слабо или не проявлена совсем.

По мнению М. М. Василевского, аргиллизация пород в данных случаях связана с очень ранней высокотемпературной пневматолито-гидротермальной деятельностью кислых дистиллятов (главным образом HCl, HF), выделявшихся при кристаллизации пород дайки и купола.

http://jurassic.ru/

Адуляризированные породы у Апапельского горячего (около 100° на выходе) минерального источника в верховьях р. Анавгай представляют интерес в связи с находкой в грифонах этого источника зерен киновари, что Ю. В. Жегалов объясняет современным отло-



Рис. 60. Высокотемпературная аргиллизация дайкового рогово-обманкового андезита (верховье р. Озерной). Увел. 64, николи ||. Рисунок Е. Н. Судовиковой

1 — основная масса, частично замещенная галлуазитом; *2* — рудная (гематитовая) оторочка у псевдоморфоз по порфировым кристаллам; *3* — цеолиты; *4* — псевдоморфозы галлуазита по амфиболу; *5* — гематит

жением киновари минеральными водами источника. Химический состав вод Апапельского источника во многом сходен с составами вод горячих источников Стимбот и Сольфэр-бэнкс США, для которых доказано отложение киновари в настоящее время.

Площадь, где находятся выходы Апапельского источника, сложена дацитами и их туфами. Адуляризация выражается в псевдоморфном замещении частично серицитизированного плагиоклаза адуляром. В случае полного замещения образуются гомоосевые псевдоморфозы адуляра по плагиоклазу с сохранением серицита. Измененные породы с адуляром пропитаны тонкой пиритной пылью.

Вдоль разлома, к которому приурочены выходы горячих вод, породы подверглись сильному брекчированию в зоне мощностью около 10 *м*. Обломки пород окварцованы и сцементированы кварцевым цементом. Совместно с кварцем в обломках присутствуют идеально ограненные водянопрозрачные ромбики адуляра. Особенно интенсивно адуляр нарастал на стенках полостей, частично выполненных кварцем. Кварцевый цемент брекчий имеет концентрически-полосчатую и радиально-лучистую структуры раскристаллизации кремневого геля.

http://jurassic.ru/

Зональное распределение измененных горных пород и их генезис

Различные типы измененных горных пород закономерно комбинируются друг с другом, образуя зонально построенные массивы измененных пород. В их распределении наблюдается как горизонтальная, так и вертикальная зональность. Горизонтальная зональность проявляется закономерной сменой определенных типов измененных пород в направлении от центральных частей массивов к их периферии. Так, полный ряд горизонтальной зональности в массивах вторичных кварцитов от оси разлома, по которому поднимались гидротермы, к периферии области действия гидротерм включает следующие типы: монокварциты, алунитовые кварциты, диккитовые кварциты, серицитовые (или гидрослюдистые) кварциты, бейделлитизированные породы, обогащенные пиритом, пропилитизированные породы хлорито-карбонатного типа.

Глубокие эрозионные врезы позволяют изучать в Срединном и Ганальском хребтах строение массивов измененных пород по восстанию и падению в вертикальных интервалах до 200—300 *м,* в некоторых случаях до 600—700 *м.* Кроме того, блоковое строение некоторых районов Срединного хребта позволяет наблюдать и сравнивать между собой измененные породы в эрозионных врезах различной глубины. Благодаря этому в Центрально-Камчатской вулканической зоне удалось выяснить общий характер гидротермальных изменений в разноглубинных «фациях» и выявить, таким образом, вертикальную зональность в распределении измененных пород, а следовательно, и различных руд, так как определенным типам руд, как это видно из предыдущего, соответствуют те или иные гидротермальные изменения. Характер чередования измененных пород в разноглубинных врезах Г. М. Власов и М. М. Василевский назвали типами зональности измененных пород. Особенности различных типов зональности, которым даны собственные наименования по местоположению наиболее характерных разрезов, показаны на рис. 61.

Важнейшей закономерностью в изменениях пород от нижних уровней к верхним оказывается развитие внутренних зон измененных пород (монокварциты, алунитовые кварциты, диккитовые кварциты) и сокращение мощностей пород внешних зон (серицитовые кварциты и др.). В верхних структурных ярусах, сложенных верхненеогеновыми и четвертичными вулканическими породами, главную роль в сложении массивов измененных пород играют монокварциты и алунитовые кварциты. Изменения пород здесь, однако, имеют не только количественный, но и качественный характер. Монокварциты в наиболее близповерхностных условиях в значительной степени заменяются опалитами, здесь появляются такие специфические разновидности монокварцитов и алунитовых кварцитов, как серные кварциты, большое развитие получает гидрослюдистая подзона со сложной минералогией, меняется характер пропилитизированных пород самой окраинной зоны, которые переходят у поверхности в пропилитоподобные породы, значительно отличающиеся от настоящих пропилитов более глубинных зон и имеющие обычно сокращенную мощность.

С глубиной, наоборот, внутренние зоны измененных пород уменьшаются в мощности и последовательно выклиниваются. Корневые части массивов измененных пород, в которых принимают участие вторичные кварциты различного состава, сложены пропилитизированными породами, уже принадлежащими к пропилитовой рудной формации. На уровне, где вторичные кварциты сменяются пропилитами, развиты серицитовые кварциты и серицито-хлоритовые пропилиты, играющие роль

http://jurassic.ru/

переходных типов пород. Ниже следуют хлорито-карбонатные с адуляром (иногда цеолитами) пропилиты, сменяющиеся в свою очередь более глубинными и высокотемпературными типами пропилитизированных

Формации измененных пород и руд	Типы зональности измененных пород
Вторичные кварциты (пропилиты и пропилитоподобные породы слагают краевые фации массивов измененных пород)	Алнейский тип (с серными кварцитами и алунитами)
	Чемпуринский тип „А", имеющий монокварцитовую ось (с ртутью, сурьмой и мышьяком)
	Чемпуринский тип „Б" (с ртутью, сурьмой, мышьяком)
Пропилиты	Кадарский тип (кварцево-серицитовые породы с пиритом и золотом)
	Оганчинский тип (адуляро-карбонатно-кварцевые штокверки с золотом и серебром в карбонатно-хлоритовых пропилитах)
	Лазурный тип (кварцевые жилы с полиметаллическими рудопроявлениями в хлорито-эпидотовых пропилитах)
	Туманный тип (окварцованные актинолитовые пропилиты с вкрапленниками и прожилками молибденита)
Ортоклазовые метасоматиты	Киранкинский тип „А" (биотит-диопсидовые ортоклазовые метасоматиты с медными рудами)
	Киранкинский тип „Б" (ортоклазиты с авгитом, альбитом и медными рудами)
Высокоглиноземные вторичные кварциты у контакта с интрузиями и экструзиями	Березовский тип (с диаспоровыми вторичными кварцитами)

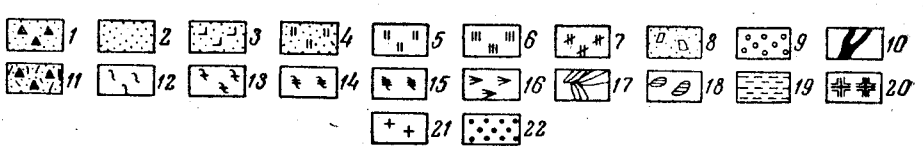


Рис. 61. Типы зональности измененных пород в Центрально-Камчатской рудной зоне. По Г. М. Власову и М. М. Василевскому

1 — серные кварциты; *2* — монокварциты; *3* — диккитовые кварциты; *4* — серицитовые кварциты; *5* — серицитолиты; *6* — пирофиллиты; *7* — бейделлитизированные гидрослюды; *8* — адуляро-карбонатно-кварцевые жилы; *9* — диаспоровые кварциты; *10* — руды металлов; *11* — алунитовые кварциты с серой; *12* — пропилитоподобные приповерхностные породы; *13* — низкотемпературные пропилиты (хлорито-серицитовые, хлорито-карбонатные и другие фации); *14* — хлорит-эпидотовые пропилиты; *15* — эпидот-актинолитовые пропилиты; *16* — актинолит; *17* — ортоклаз; *18* — авгит; *19* — альбит; *20* — шонкинит: *21* — диорит; *22* — пиритизация

пород: эпидото-хлоритовым и актинолито-эпидотовым. Непосредственные взаимоотношения пропилитов с наиболее высокотемпературными и глубинными образованиями — ортоклазовыми метасоматитами — не наблюдались. Не исключена возможность, что ортоклазовые метасома-

http://jurassic.ru/

титы являются крайним, наиболее глубинным, членом этой зональной цепи разноглубинных измененных пород и руд.

Отчетливо обособляется от общего генетического ряда измененных пород озерновский тип зональности с диаспоровыми и другими высокоглиноземными вторичными кварцитами. Эта группа пород образовалась непосредственно у контактов интрузивов и экструзивов в результате действия высокотемпературных сильнокислых (с HCl) растворов.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Домезозойские(?) магматические проявления Камчатки наблюдаются в пределах Срединного Камчатского массива — остатка древней складчатой области. В геосинклинальных условиях там сформировалась, вместе с терригенными отложениями, вулканогенная толща, представленная теперь зеленокаменными породами андриановской свиты. В последующем, при складкообразовательных движениях, геосинклинальные отложения были интрудированы биотитовыми гранитами. К позднейшей фазе того же интрузивного процесса относятся многочисленные тела аляскитовых гранитов, внедрение которых сопровождалось пневматолизом и гидротермальной деятельностью. С последними связаны мусковитизация аляскитовых гранитов, образование слюдяных и турмалиновых пегматитов, а также кварцевых жил с золотом, шеелитом, касситеритом(?).

В отношении мезозойского, допозднемелового, магматизма для Камчатки пока данных нет. Доверхнемеловые интрузивные и эффузивные породы здесь могут отсутствовать, поскольку нет никаких сведений о наличии на полуострове осадочных толщ соответствующего возраста.

Новый этап геосинклинального развития района, охватывающий позднемеловое и третичное время, начался накоплением в прогибах сначала терригенных отложений, а затем вулканогенной толщи, имеющей характер кремнисто-вулканогенной формации. В составе пород этой формации содержатся типичные спилиты и кварцевые кератофиры. В вулканогенной толще присутствуют тонкослоистые кремнисто-известково-гематитовые породы, представляющие собой чередование тонких слоев известняков и кремнистых сланцев, насыщенных мелкими чешуйками гематита; содержание железа в некоторых слоях составляет 40—50%. Эти породы — пример железорудной толщи эффузивно-осадочного происхождения.

Вулканические процессы продолжались в некоторых зонах до конца мелового времени с сохранением преимущественно базальтового состава лав. Лишь для Западной Камчатки, по обилию обломков кварцевых порфиров в палеоценовых конгломератах, можно предполагать, что в самом конце мелового времени здесь изливались эффузивы кислого состава. Это сближает западную часть Камчатки с материковыми прибрежными районами Восточной Азии, где были очень распространены извержения кислых лав и туфов в конце мелового времени.

Ранние тектонические движения ларамийской складчатости сопровождались внедрением вдоль разломов в верхнемеловую вулканогенную толщу небольших интрузий основного и ультраосновного состава. Большинство интрузивов размещается среди верхнемеловых эффузивных пород, что обусловлено приуроченностью как тех, так и других к общим разломам.

С более поздними движениями ларамийской складчатости были сопряжены внедрения гранитоидных интрузий преимущественно диори-

http://jurassic.ru/

тового и гранодиоритового состава. Петрографические, петрохимические и металлогенические особенности этих интрузивов изучены еще плохо. С ними, по-видимому, ассоциируется золото (Гольцовский массив на Южной Камчатке), а в северных районах Камчатского полуострова, возможно, олово (интрузив в верховьях р. Шаманки).

В некоторых зонах Камчатки наблюдается преемственность третичных магматических процессов от позднемеловых, что проявляется приуроченностью верхнемеловых и третичных вулканогенных пород к одним районам и сходством их состава. Это касается прежде всего Центрально-Камчатской вулканической зоны и Восточной Камчатки, где задача разделения верхнемеловых и третичных вулканогенных толщ не разрешена до настоящего времени, несмотря на вероятное несогласие между ними. В Центральной Камчатке вулканизм в позднемеловое время происходил преимущественно в подводной обстановке и характеризовался излияниями спилитов и базальтов (Ротман, 1959); некоторые разности пород обогащены щелочами (Ильченко, 1960). Уже в конце мелового времени на отдельных участках Центрально-Камчатской вулканической зоны проявился переход к субаэральным извержениям, т. е. возникли вулканические острова. В разрезе вулканогенных толщ отлагались слои пепловых туфов и мощные толщи вулканогенно-обломочных пород, характерных для прибрежных отложений островных вулканических дуг. В третичное время в Центрально-Камчатской зоне продолжали изливаться породы базальтового состава, но наметился переход к более кислым, андезитовым лавам. Одновременно расширялись участки вулканических островов, и к раннему миоцену в зоне оформилась цепь таких островов, которая внешне, вероятно, напоминала современную Курильскую островную дугу.

В начале нижнего миоцена образовалась толща альбитофиров, в вулканогенные толщи внедрились дифференцированные интрузии сложного состава (от габбро-диоритов до нормальных гранитов), произошло поднятие вулканической области. Все эти явления были, очевидно, взаимосвязаны и обусловлены тектоническими движениями курильской складчатости. Позднемагматические и постмагматические процессы, связанные с интрузивами, проявились калиевым метасоматозом, образованием больших масс пропилитизированных пород и различных руд. Распределить по отдельным фазам магматической и гидротермальной деятельности руды неогенового рудного комплекса Центральной Камчатки сейчас не представляется возможным. Можно предполагать, что если не все, то значительная часть медных и молибденовых рудопроявлений связана с нижнемиоценовым магматизмом.

После складкообразовательных движений курильской фазы изливались лавы базальтового и андезито-базальтового состава, вскоре сменившиеся извержениями более кислых вулканических продуктов (андезито-дациты, дациты). Сравнительно кислый состав лав и туфов характерен для среднего миоцена не только Центральной Камчатки, но и других вулканических районов полуострова. Большинство вулканических очагов среднемиоценового времени располагалось на суше и имело центральный характер, вулканы извергали огромное количество пеплов, накоплявшихся в виде туфовых слоев и примешивавшихся к обломочным породам соседних прогибов. Подводное разложение вулканического материала обусловило образование в среднемиоценовых отложениях многочисленных слоев бентонитовых (монтмориллонитовых) глин. Раскисление вулканических продуктов в среднемиоценовое время, по-видимому, соответствовало второй третичной интрузивной фазе, проявившейся в среднем миоцене внедрением небольших интрузий преимущественно диоритового состава. Со среднемиоценовой магматичес-

http://jurassic.ru/

кой и постмагматической деятельностью могла быть связана значительная часть рудопроявлений Центральной Камчатки (полиметаллические руды, золото, серебро и др.).

Послескладчатые излияния эффузивов в начале позднего миоцена опять характеризуются лавами относительно основного, базальтового и андезито-базальтового состава, которые затем уступают место андезито-дацитам, дацитам, липаритам и их туфам.. В вулканической зоне Центральной Камчатки на месте цепи островов к концу миоцена образовался вулканический хребет. Раскаленные агломератовые лавины, грязевые потоки (лахары) явились источником для накопления больших масс вулканогенно-обломочного материала у подножия и на склонах этого хребта, которые В. К. Ротманом названы «вулканогенными молассами».

Вязкость кислых лав и их газонасыщенность определяли эксплозивный и «экструзивный» характер извержений позднего неогена с образованием игнимбритов, экструзивных куполов, с выбросом больших масс пемзы и длительной последующей газо-гидротермальной деятельностью. Если в раннемиоценовое время поствулканические процессы в подводных условиях обусловливали в вулканических зонах широкое развитие пропилитизированных пород, то в плиоцене при субаэральном вулканизме более кислых вулканических продуктов большое распространение получили разнообразные вторичные кварциты с сопутствующими рудами ртути, сурьмы, мышьяка, серы. Немногочисленные известные плиоценовые интрузивы обнаруживают тесную связь с экструзивными фациями изверженных пород (гранодиорит-порфиры горы Медвежьей на Южной Камчатке, переходящие в кварцевые порфиры). Интересной особенностью позднеогенового вулканизма Камчатки является появление районов, в которых в течение значительной части неогена происходили извержения почти исключительно кислых лав и где сформировались большие массы игнимбритов, а новейшие эксплозионные извержения характеризовались выбросом пемзы, образованием крупнейших кальдерных впадин, сильной гидротермальной деятельностью, проявленной гейзерными хлоридно-щелочными термами. К числу таких районов относится бассейн р. Озерной, где большая часть стратиграфического разреза миоценовых и плиоценовых отложений, хорошо изученных в обнажениях и в глубоких геотермических разведочных скважинах, оказалась сложенной кислыми лавами, туфами, игнимбритами и пемзами. Особенности таких районов могут быть объяснены лишь неглубоким залеганием магматического очага, в котором процессы дифференциации магмы обусловливали скопление кислых и газонасыщенных продуктов.

К плиоцену, по-видимому, относится формирование значительной части щелочных интрузий Западной Камчатки.

В конце плиоцена ослабление складкообразовательных движений и, возможно, вулканических процессов способствовало значительному выравниванию поверхности молодой складчатой области. Последующий подъем ее сопровождался глубокими расколами и трещинными излияниями базальтовых и андезитовых лав, образовавших обширные плато с мощностью лавового покрова местами до 500—700 *м*. Для нижней части плато характерно залегание крупнопорфировых базальтов со стекловатой основной массой и порфировыми кристаллами плагиоклаза, длиной до 2—3 *см*, а также щелочных оливиновых базальтов, которые своей светло-серой окраской более похожи на андезиты.

Следующим этапом развития четвертичного вулканизма было образование крупных щитовидных вулканов, в кальдерах которых впослед-

http://jurassic.ru/

ствии выросли современные стратовулканы. К числу наиболее недавних, почти исторических явлений, широко проявившихся в различных тектонических зонах Камчатки, относится образование базальтовых шлаковых конусов, насажденных вдоль разломов на разнообразные по составу и возрасту породы.

Кроме молодых стратовулканов, возникших в четвертичное время в кальдерах щитовидных вулканов и на поверхности древнечетвертичного вулканического плато, на Камчатке и Курильских островах выделяется своеобразный тип «вулканов над интрузиями» (Г. М. Власов, 1956б), проявлявших деятельность с неогенового времени и в большинстве случаев относящихся к категории действующих и в настоящее время. Особенностями этих вулканов, кроме очень длительной активности, являются: большие масштабы газо-гидротермальных изменений пород; образование на месте вулканов обширных кальдер; большое число в кальдерах экструзивных куполов, сложенных кислыми андезитами, дацитами и липаритами; приуроченность к подобным вулканам метасоматических залежей серных кварцитов, сопровождаемых алунитами; наличие в эрозионных врезах в вулканические массивы рудопроявлений ртути, мышьяка; значительная примесь в измененных породах меди, молибдена, свинца, цинка, бария, золота, серебра, ванадия и других металлов. В основании глубоко эродированных вулканов такого типа нередко обнажаются диоритовые интрузивы. Андезитовые лавы потоков, излившихся из вулканов, содержат гомеогенные включения полнокристаллических пород, по составу близких к диоритам. Подобные вулканы, возникшие еще в неогене, в древнечетвертичное время были лишь частично залиты плато-базальтами, над которыми они возвышались в виде «островов». Они почти все принадлежат сейчас к числу активных вулканов, отличающихся очень сильной гидротермальной и иногда также газовой деятельностью.

Исследование подобных вулканов может пролить свет на связи эффузивного и интрузивного вулканизма, на проблему стадийности газо-гидротермальных процессов, на отношение современных вулканических гидротерм к рудообразованию. Исследование таких вулканов имеет и большой практический интерес, так как именно к ним приурочены серные и колчеданные залежи, а также другие рудопроявления.

Наблюдения в вулканических районах Камчатки и Курильских островов показывают необоснованность отрыва, в представлениях некоторых исследователей, интрузивных процессов от эффузивных, а проявлений гидротермальной деятельности на вулканах от рудообразования на глубине. Разноглубинные эрозионные врезы в Центрально-Камчатской вулканической зоне позволяют проследить последовательные переходы от сильно эродированных сравнительно крупных интрузивов к небольшим субвулканическим интрузивам, а затем — к экструзиям и вулканам. Не менее тесные связи обнаруживаются и между поверхностными и глубинными постмагматическими процессами.

В результате исследований на вулканах установлена закономерная смена после извержений газо-гидротермальных проявлений различного состава. Краткая галогенная стадия, характеризующаяся выделением паров HF, HCl и др., сменяется более продолжительной серной (с H_2S, SO_3), а затем углекислой (CO_2, CO).

В глубинной обстановке наиболее ранней постмагматической стадией является также галогенно-кислотное выщелачивание, обусловливающее грейзенообразование. В условиях почти открытой магматической системы, при неглубоком залегании магматических очагов и сильной трещиноватости пород условия для скопления и длительной деятельности галогенных соединений отсутствуют, и эти подвижные дис-

http://jurassic.ru/

тилляты магмы поднимаются, часто вместе с экструзивными массивами, к поверхности и рассеиваются в верхних зонах земной коры и в атмосфере. Поэтому этап высокотемпературного галогенно-кислотного выщелачивания в таких молодых складчатых областях, как Камчатка, является кратковременным и проявляется преимущественно образованием высокоглиноземных вторичных кварцитов у контактов экструзий, даек, субвулканических интрузивов. При этом значительные количества магматогенного хлора, по-видимому, переходят в горячие растворы, участвуют в переносе металлов, а затем, после обменных реакций с боковыми породами, в легкорастворимой форме NaCl выносятся на поверхность земли.

По мере охлаждения магматического очага и газо-гидротерм при их движении к поверхности все большую роль в гидротермальных процессах начинает играть сера. Даже у контактов интрузивов, в ортоклазовых метасоматитах, наблюдается последовательная смена малосернистых соединений меди (халькозин) многосернистыми (халькопирит). В более верхних зонах с пропилитовыми изменениями пород наиболее распространенными химическими соединениями металлов являются сульфиды. У поверхности окисление серы растворов вызывает сернокислотное выщелачивание пород и образование сернокислотного ряда вторичных кварцитов. Последовательное обогащение рудообразующих растворов серой приводит к отложению самородной серы у поверхности в серных кварцитах.

Заключительные стадии рудообразования протекают при значительном участии углекислоты, в соответствии с чем, видимо, находится значительное содержание карбонатов в наиболее низкотемпературных и близповерхностных рудах (ртутных, золото-серебряных).

Таким образом, между процессами, обусловливающими отложение руд, и газо-гидротермальными проявлениями на вулканах имеется непосредственная связь.

Значительная часть минеральных источников вулканических областей может рассматриваться как «отработанные» рудоносные термы. В зависимости от того, в какой стадии находится вулканический процесс, на поверхности проявляются хлоридные, сернистые или углекислые воды. Вулканический характер сернокислых (фумарольных) и углекислых терм признается почти всеми исследователями. Дискуссия же о хлоридных водах продолжается до настоящего времени.

Хлоридно-щелочные воды Камчатки содержат примеси металлов, характерных для этой металлогенической области, а также значительное количество мышьяка и бария, магматическое происхождение которых у большинства исследователей не вызывает сомнений. На вулканический характер хлоридно-щелочных терм указывают, по мнению Г. М. Власова, и геологические условия районов, где эти гидротермы распространены и выходят на поверхность. Хлоридно-щелочные термы пространственно обычно тесно связаны с выходами вулканических вод других типов — сульфатных и сульфатно-хлоридных; при этом сольфатарные поля часто окаймляют выходы хлоридно-щелочных терм. Заслуживает внимания приуроченность выходов хлоридно-щелочных терм к районам массовых накоплений кислых вулканических пород, игнимбритов, пемз, особенности которых связаны, видимо, с неглубоким залеганием периферических магматических очагов.

Очевидно, вопрос о генезисе хлоридно-щелочных терм предрешать в пользу вадозного характера вод и состава, заимствованного преимущественно из боковых пород, нельзя. Изучение этого типа вод в дальнейшем поможет выяснить многие особенности эндогенного рудообразования.

http://jurassic.ru/

Таблица 37

Цикличность магматических проявлений на территории Камчатки

Геологическое время			Магматизм: Интрузивные проявления	Магматизм: Эффузивные проявления	Магматизм: Магматические циклы	Тектонические движения	Изменения палеогеографических и климатических условий
Четвертичный период			Экструзии андезитов, дацитов и других пород	Андезиты, андезито-базальты, дациты и др. Базальты, андезиты	VI	Поднятия	Общая регрессия Значительное выравнивание рельефа
ген	Плиоцен		Диориты, гранодиориты, щелочные породы; экструзии кислых андезитов, дацитов, липаритов	Липариты, дациты, игнимбриты		Сахалинская фаза складчатости	
						Опускание	Трансгрессия. Похолодание
						Поднятия	Теплые климатические условия
				Андезито-дациты	V	Татарская фаза складчатости (?)	
						Опускание	Трансгрессия. Похолодание
						Поднятия	
	Миоцен	Верхний		Базальты, андезиты		Алеутская фаза складчатости	Теплые климатические условия
		Средний	Диориты, диоритовые порфириты, гранодиориты, щелочные породы	Андезиты, дациты, липарито-дациты	IV	Опускание	Трансгрессия. Похолодание
						Поднятия	Теплые климатические условия

https://jurassic.ru/

Нео	Миоцен	Нижний	Габбро, габбро-диориты, диориты, граниты, монцониты	Базальты, андезиты Альбитофиры		Курильская фаза складчатости	
Палеоген	Олигоцен			Базальты, андезиты	III	Опускание Ларамийская фаза складчатости	Значительное выравнивание рельефа Трансгрессия. Похолодание Теплые климатические условия
	Эоцен						
	Палеоцен						
Поздний мел			Диориты, кварцевые диориты Гранодиориты, гранит-порфиры Габбро, диабазы, пироксениты, перидотиты, дуниты и др.	Кварцевые порфиры (?) Спилиты, базальтовые и андезитовые порфириты, кварцевые кератофиры	II		
Палеозой(?)			Аляскитовые граниты, гранит-порфиры, пегматиты Биотитовые и двуслюдяные граниты Метаморфизованные ультрабазиты и породы основного состава	Альбитофиры и другие измененные эффузивы кислого и среднего состава Метаморфизованные эффузивы основного и среднего состава	I	Тектогенез	
Допалеозой(?)			Гнейсо-граниты, пегматиты	?	?	Тектогенез (?)	

https://jurassic.ru/

На тесную взаимосвязь интрузивных и эффузивных процессов указывает также и цикличность магматических проявлений, хорошо согласующаяся с общей «цикличностью» других геологических явлений, имевших место в позднемеловой и кайнозойской истории Камчатки (табл. 37). Основные лавы в циклах сменяются более кислыми, причем извержения кислых вулканических продуктов одновременны и пространственно связаны с интрузивными процессами. При развитии Камчатской складчатой области магматические очаги — интрузии постепенно приближались к поверхности (в силу увеличения жесткости земной коры и ее проницаемости из-за развития расколов) и благодаря этому все более и более сближались с эффузивными процессами. Наиболее сближенными эти процессы оказались в позднем плиоцене, когда вырывавшиеся на поверхность интрузивы обусловливали обилие экструзивных куполов, образование раскаленных агломератовых лавин, отложение пемз и игнимбритов. Такие приближенные к поверхности магматические очаги могли сохраниться местами до настоящего времени и обусловливать гейзерные выходы высокотемпературных хлоридно-щелочных терм.

Материалы, касающиеся магматических процессов Камчатки, указывают на вероятность существования в земной коре магматических очагов двух типов и двух уровней: 1) глубинный очаг, из которого изливались недифференцированные базальтовые лавы, 2) периферические, относительно неглубоко залегающие очаги магмы, продукты дифференциации которых (а также ассимиляции и других процессов) давали различные магматические породы — от андезитов до липаритов и от габбро-диоритов до гранитов. Базальтовые лавы прорывались к поверхности по глубоким трещинам, возникавшим после эпох складчатости, как реакция на продолжавшиеся тектонические напряжения. Послескладчатые излияния основных лав не прерывали, а лишь осложняли общий процесс раскисления магматического материала, хорошо проявленный в общем разрезе вулканогенных пород Камчатки. Процесс этот, очевидно, связан с общим ростом сиаля и с накоплением в приближенной к поверхности части земной коры кислых продуктов дифференциации.

Мощные базальтовые излияния происходили после заключительной складчатости в начале четвертичного времени, когда Камчатская складчатая область превратилась в консолидированный массив, реагировавший на сводообразные поднятия глубокими расколами. Базальтовый состав лав характерен также для таких молодых геологических образований, как Ключевской вулкан, который развился на крупном сводовом поднятии, сопровождавшемся образованием крупных трещин. Определенная Г. С. Горшковым глубина залегания магматического очага в 60 *км* относится именно к этим глубоким базальтовым магматическим очагам и было бы большой ошибкой распространять эти данные на принципиально отличные периферические магматические очаги, реальное существование которых доказывается примерами многочисленных, вскрытых эрозией субвулканических интрузий. Внешней геоморфологической связью интрузий с вулканами являются кальдеры, образующиеся, по предположению Е. К. Мархинина, в результате излияния на поверхность больших масс магмы из периферических очагов и усадки участков земной коры над образовавшимися полостями. Имеются основания предполагать, что экструзивные купола, возникающие на вулканах вдоль трещин, представляют собой поверхностное геоморфологическое выражение трещинных выполнений магмы, т. е. даек.

Большой интерес представляет изучение на Камчатке вулканогенно-обломочных пород, выделение среди них «реперных» фаций, позволяю-

http://jurassic.ru/

щих восстановить картину вулканических процессов прошлого и палеогеографические условия, в которых эти процессы происходили. К числу таких фаций относятся туфоконгломераты, характерные для вулканических островов: мощные толщи полуокатанного вулканического материала, сцементированного туфом и обломками лав, образуются в прибрежной зоне вулканических островов, особенно интенсивно в момент перехода подводного вулкана в надводное состояние. Более трудно расшифровываемыми фациями вулканогенно-обломочных пород являются агломераты, связанные с извержениями горячих лавин, с образованием грязевых потоков (лахаров) при таянии льдов и снега во время извержений, наконец, образующиеся как пролювиальный материал на склонах вулканов и в межвулканических впадинах.

На примере Центрально-Камчатской вулканической зоны можно проследить последовательное развитие различных вулканогенных формаций от ранней спилито-кератофировой, через андезитовый вулканизм островных дуг, к послескладчатой формации плато-базальтов.

Разновозрастные вулканогенные толщи Камчатки характеризуются различными диагенетическими преобразованиями лав. Доверхнемеловые вулканические породы представляют собой типичные зеленокаменные образования. Верхнемеловые кремнисто-вулканогенные толщи не являются в строгом смысле слова зеленокаменными, а обнаруживают лишь переход к ним. Для нижнемиоценовых эффузивов очень характерна своеобразная бурая фаза преобразований, проявляющаяся накоплением в них палагонитоподобного вещества. Возможно, что образование этого вещества связано с условиями подводного разложения лав в теплых климатических условиях. Верхнемиоцен-плиоценовые эффузивы и туфы отличаются развитием желтого монтмориллонитоподобного вещества в основной массе лав, в пустотах и в цементе туфов. Более детальное изучение эффузивов позволило бы определить критерии для отличия разновозрастных эффузивов.

К важнейшим практическим вопросам, связанным с магматизмом Камчатки, относятся:

1) изучение рудопроявлений, связанных с древним интрузивным комплексом и древней спилито-кератофировой формацией Срединного хребта (ввиду возможности обнаружить в этой спилито-кератофировой формации пластообразные колчеданные залежи типа японских Бейшу);

2) выяснение особенностей верхнемеловых интрузий и их рудной специализации;

3) расчленение неогеновых интрузий и исследование поствулканических продуктов неогенового магматизма (включая руды);

4) изучение современных действующих вулканов для развития службы прогнозов извержений.

http://jurassic.ru/

Глава шестая

ТЕКТОНИКА

ВВЕДЕНИЕ

Камчатка представляет собой часть Курило-Камчатской дуги, относящейся к системе молодых тектонических сооружений Восточной Азии.

Как подчеркивал А. Н. Заварицкий (1946б), изучение глубинного строения земной коры в районе островных дуг может явиться ключом к разрешению основных вопросов тектоники. Области Тихого океана и внутренние моря, прилегающие к островным дугам, большинством исследователей рассматриваются как современные геосинклинали. Большой интерес представляют действующие вулканы Камчатки и их отношение к тектоническим структурам.

На необходимость выделения Восточно-Азиатских складчатых дуг, сложенных преимущественно верхнемеловыми и третичными образованиями, в самостоятельную геосинклинальную область (Ниппонскую) впервые указал в 1924 г. А. Грэбо, который высказал также идею о последовательной миграции складчатости на востоке Азии от континента к океану. Эта идея получила дальнейшее развитие в работах В. А. Обручева, А. Н. Криштофовича, Г. П. Воларовича и других советских исследователей. Большинством советских геологов признается справедливость и другого положения А. Грэбо — о большом значении позднемелового—третичного этапа развития геосинклиналей Восточной Азии.

Материалы о глубокофокусных землетрясениях показали ведущую роль в тектонике Восточной Азии глубоких подкоровых движений и указали на связь вулканических дуг с наклоненными под материк поверхностями (глубинными разломами), в которых сосредоточиваются эпицентры глубокофокусных землетрясений (Гуттенберг, 1948; Заварицкий, 1946б).

Большое значение для понимания закономерностей тектонических проявлений в молодых складчатых областях имели работы И. Б. Плешакова (1938), которыми была доказана общность ритма тектонических движений для Сахалина и Камчатки.

Важную роль в изучении тектонических особенностей Камчатки, Курильских островов и дна окружающих их морей сыграли исследования в 1957—1959 гг. Всесоюзного океанологического института на судне «Витязь» и геофизические работы, проведенные в 1958—1960 гг. различными организациями в связи с Международным геофизическим годом (Вейцман, 1961а, б). В итоге этих работ были получены отчетливые представления о строении земной коры, о рельефе дна западной части Тихого океана и внутренних морей, о распределении подводных вулканов и о других особенностях района, важных для понимания его тектонической структуры.

Работы, специально посвященные особенностям тектонического строения полуострова, немногочисленны. К ним относятся статьи И. Б. Плешакова (1938, 1939), М. Ф. Двали (1955), Б. Ф. Дьякова (1940), Г. Б. Удинцева (1955а, 1955б, 1960 и др.), П. Л. Безрукова

http://jurassic.ru/

(1958), В. И. Тихонова (1959, 1960а, 1960б, 1961а), Г. М. Власова и В. А. Ярмолюка (1959ж, 1962) и др.

Многие важные вопросы тектоники Камчатки не разрешены до настоящего времени. Еще недостаточно выяснена геологическая структура восточных полуостровов Камчатки, а также центральной части Срединного хребта.

Не вполне ясен характер сопряжений Курило-Камчатской и Алеутской дуг, Тигильского поднятия и Срединного Камчатского массива метаморфических пород. Неясна тектоническая позиция изолированного выхода метаморфических пород в Хавывенской возвышенности и происхождение Малко-Петропавловской зоны дислокаций с аномальными для Камчатки северо-западными простираниями. Загадочным пока является меридиональный Олюторский подводный хребет в Беринговом море и т. д. Особенно дискуссионным является вопрос о роли молодых— четвертичных — дислокаций «курильского» направления в образовании современных структур и рельефа полуострова. Наложенный характер этих структур на более древние — позднемеловые и третичные — тектонические формы признается всеми, но, по мнению некоторых авторов, преобладающее сейчас на Камчатке северо-восточное направление главных орографических элементов обусловлено влиянием курильских дислокаций и не связано с простиранием третичных структур, которым в южной половине полуострова свойственны северо-западные и меридиональные простирания (Тихонов, 1959, 1960а, б, 1961а).

Сущность воззрений В. И. Тихонова на тектонику Камчатки сводится к следующему (рис. 62). Структуры верхнемеловых и третичных отложений Южной Камчатки являются унаследованными от более древних (предположительно палеозойских) структур. Им свойственно на севере меридиональное, а на юге северо-западное простирание. Срединный, а также Восточный хребты Камчатки не представляют собой единого структурного целого, а состоят из ряда антиклиналей и синклиналей северо-западного направления. Северо-восточные же структуры Камчатки очень молодые, наложенные и связаны с развитием Курило-Камчатской впадины, начавшимся в конце третичного времени. Это преимущественно сводовые поднятия и прогибы, обусловившие образование ныне существующих хребтов и впадин. В. И. Тихонов и Г. Б. Удинцев предполагают развитие складчатых структур северо-западного простирания и на Курильских островах. Большинство других исследователей защищает преобладающее северо-восточное простирание на Камчатке как наиболее молодых, курильских, так и третичных структур. Последнее мнение в большей степени согласуется с материалами геологических съемок на полуострове. Работы в Валагинском хребте и хребте Кумроч (А. Г. Цикунов, А. А. Пронин, В. С. Петров и др.) показали преобладающее северо-восточное простирание верхнемеловых и третичных пород в этих районах. Северо-западные простирания третичных пород в некоторых районах Камчатки (район г. Петропавловска, п-ов Камчатского Мыса) являются местными и хорошо объясняются причленением к Камчатке других дуг (Алеутская, подводное продолжение Гавайского хребта).

Протяженные надвиги северо-восточного простирания в Восточной Камчатке отражаются на структурах верхнемеловых, палеогеновых и нижне-среднемиоценовых пород, почти не затрагивая пологозалегающих верхнемиоценовых и плиоценовых отложений. Эти надвиги развились, очевидно, при складкообразовательных движениях в доплиоценовое время, а не в конце плиоцена — начале четвертичного времени, как предполагает В. И. Тихонов. Как на Камчатке, так и на Курильских островах более четко выражены ряды вулканов северо-восточного, а не севе-

http://jurassic.ru/

ро-западного направления и т. д. Имеются серьезные несоответствия схемы В. И. Тихонова геофизическим данным, полученным в последние годы. Результаты аэромагнитной съемки Камчатки показали преобла-

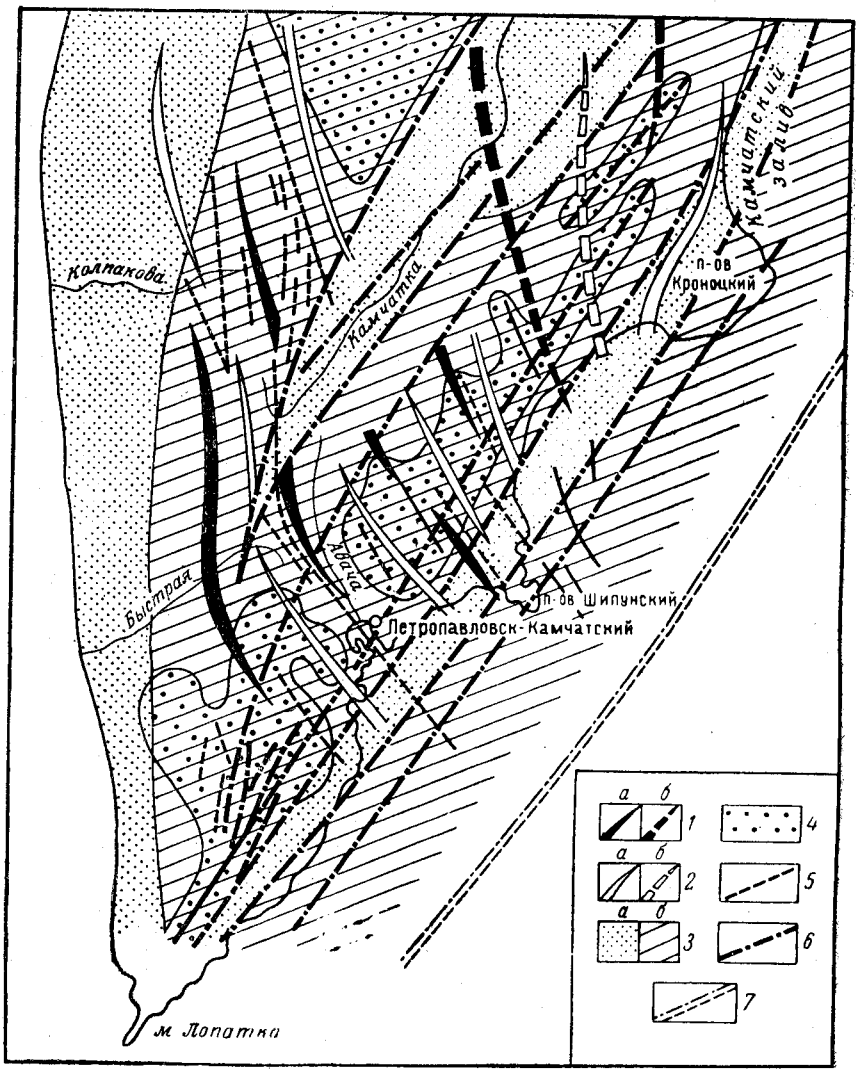


Рис. 62. Схема основных тектонических структур Южной Камчатки по геологическим и аэромагнитным данным. По В. И. Тихонову и Л. А. Ривошу

1 — оси антиклиналей; *2* — оси синклиналей: *а* — установленные, *б* — предполагаемые; *3* — область молодых наложенных поднятий и прогибов (Курильское направление): *а* — прогибы, *б* — поднятия; *4* — наложенные четвертичные вулканические поясы; *5* — разрывные нарушения, связанные с древним планом складчатости; *6* — тектонические швы Курильского направления, контролирующие распределение зон молодой вулканической активности и связанные с молодым структурным планом; *7* — тектонический уступ перед Курило-Камчатской впадиной

дающее северо-восточное направление площадных аномалий, соответствующее простиранию третичных вулканогенных толщ.

Недостаточная изученность Камчатки не позволяет составить сейчас более или менее подробную тектоническую карту полуострова. Имеется возможность дать лишь самую общую схему тектонического районирования, составленную по материалам геологосъемочных работ последних лет Г. М. Власовым и В. А. Ярмолюком при участии большой

http://jurassic.ru/

группы геологов Камчатского районного геологоразведочного управления и других организаций (В. Г. Васильев, В. П. Вдовенко, Л. П. Грязнов, Ю. В. Жегалов, Е. П. Кленов, В. В. Крылов, А. Ф. Марченко и др.). Схема отражает дальнейшее развитие представлений о тектонике Камчатки Б. Ф. Дьякова, М. Ф. Двали, Л. А. Гречишкина, О. С. Вялова и др.

В итоге выполненных на Камчатке исследований выяснилось, что по тектоническим условиям площадь Камчатки может быть разделена на три отчетливо обособляющиеся структурно-фациальные зоны (рис. 63). Западная, равнинная, часть полуострова соответствует краевому прогибу, развившемуся на окраине Охотского платформенного массива. Площадь Центральной Камчатки, обнимающая Срединный хребет и включающая также территорию Юго-Восточной Камчатки, представляет собой вулканическую зону — внутреннюю вулканическую дугу. К третьей, наиболее сложной по своему тектоническому строению, Восточно-Камчатской структурно-фациальной зоне относится остальная часть полуострова. О разделении отмеченных структурно-фациальных зон на тектонические районы уже было сказано ранее (гл. III, рис. 10).

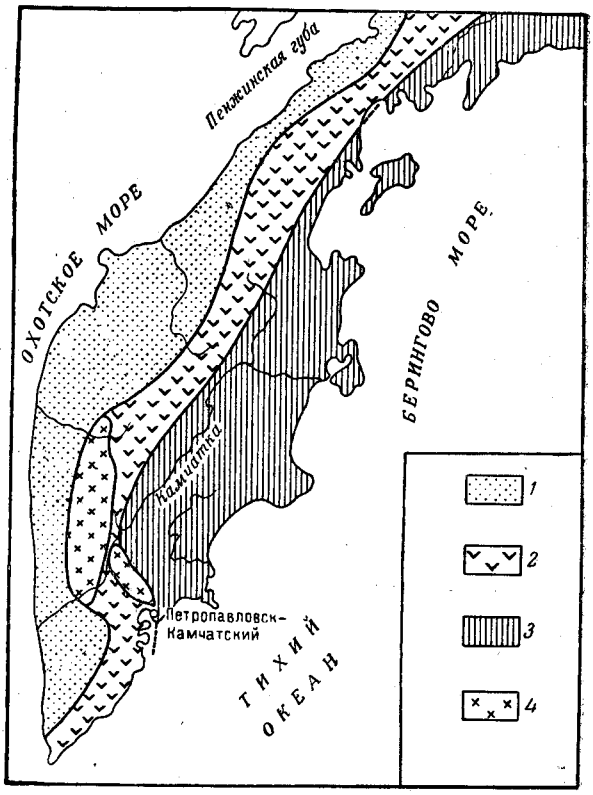


Рис. 63. Главные структурно-фациальные зоны Камчатки в палеоген-неогеновое время. По Г. М. Власову и В. А. Ярмолюку

1 — Западно-Камчатская зона (краевой прогиб); *2*—Центрально-Камчатская (внутренняя дуга, вулканическая и рудная зоны); *3* — Восточно-Камчатская (вьешняя складчатая дуга); *4* — Срединный массив и Ганальский выступ метаморфических пород

Дислокации верхнемеловых и третичных отложений Восточной Камчатки отличаются наибольшей напряженностью и лучше всего характеризуют тектонические условия Камчатской геосинклинали.

ТЕКТОНИКА ОТДЕЛЬНЫХ РАЙОНОВ

ВОСТОЧНАЯ КАМЧАТКА

На востоке Восточно-Камчатская структурно-фациальная зона ограничивается берегом Тихого океана и Берингова моря. Западная граница ее проходит вдоль восточного подножия Срединного хребта. В северо-восточном направлении зона продолжается в Корякском нагорье, вдоль берега Олюторского залива. На юго-западе ее распространение ограничено северо-восточными склонами Ганальского хребта. Прибрежные районы полуострова к югу от г. Петропавловска отличны по геологическому строению и относятся к Центрально-Камчатской зоне.

http://jurassic.ru/

Восточно-Камчатская структурно-фациальная зона, по сравнению с другими зонами, является наиболее сложной по геологической структуре и наименее однородной в отношении состава слагающих ее пород. Она состоит из двух антиклинориев и двух сопряженных с ними синклинориев — прогибов.

Осевое положение в зоне занимает Восточный Камчатский антиклинорий, сложенный преимущественно верхнемеловыми и палеоген-нижнемиоценовыми осадочными и эффузивно-туфогенными породами. К западу от Восточного Камчатского антиклинория находится Центральный Камчатский синклинорий или прогиб, к востоку — Восточный Камчатский синклинорий (прогиб). Оба прогиба выполнены сходными по составу туфогенно-осадочными породами, но отличаются друг от друга характером дислокаций. Отложения Центрального Камчатского прогиба, по имеющимся материалам, сложены в относительно простые, широкие и пологие складки, разбитые крутопадающими разломами. В Восточном Камчатском прогибе складки узкие и крутые, в большинстве случаев опрокинутые на восток и осложненные надвигами в том же направлении.

Непосредственно у Тихого океана вдоль восточного берега Камчатки протягивается своеобразная вулканическая область, по-видимому, антиклинального(?) характера, приуроченная к гористым полуостровам. Осадочно-туфогенные отложения Восточного Камчатского прогиба у этих полуостровов сменяются вулканогенными породами. Вдоль границы вулканической зоны восточных полуостровов и Восточного Камчатского прогиба протягивается более молодой наложенный Тюшевский прогиб, выполненный средне-верхнемиоценовыми и плиоценовыми отложениями. Структура прогиба — пологий синклинорий с небольшими брахиантиклинальными складками. В западной части синклинория на отложения прогиба надвинуты более древние третичные породы.

Другой наложенной структурой в Восточно-Камчатской структурно-фациальной зоне является Восточный вулканический пояс, вулканогенные образования которого встречаются во всех подзонах, включая восточные полуострова.

Из-за большой сложности геологического строения Восточной Камчатки, при относительно слабой ее геологической изученности, даже такие основные вопросы, как число и возрастные объемы структурных ярусов, участвующих в сложении Восточно-Камчатской зоны, не могут пока решаться однозначно. Большинство исследователей выделяет на Восточной Камчатке пять структурных ярусов: верхнемеловой (лесновская и ирунейская серии), палеоген-нижнемиоценовый (богачевская и кроноцкая? серии), среднемиоценовый (тюшевская серия), верхнемиоцен-плиоценовый (кавранская и эрмановская серии) и четвертичный (вулканогенные породы Восточного вулканического пояса, озерные и ледниковые отложения).

Общая последовательность развития главных структур Восточной Камчатки, по предположению Г. М. Власова, следующая. В конце мелового времени при камчатской (ларамийской) складчатости на месте геосинклинального прогиба, выполненного верхнемеловыми терригенной и спилито-диабазовой формациями, возникло поднятие Восточного Камчатского антиклинория. Главным образом за счет размыва этого поднятия в образовавшихся по обе стороны от него Центральном Камчатском и Восточном Камчатском боковых прогибах накопились мощные палеоген-нижнемиоценовые флишеподобные отложения. Площади современных восточных вулканических полуостровов выпадали из общего нисходящего движения, и здесь накопились вулканические толщи со значительно сокращенной мощностью. Складкообразовательные дви-

http://jurassic.ru/

жения в раннем миоцене (курильская фаза) вызвали интенсивную (до изоклинальной) складчатость отложений прогибов и внедрение в них гранитоидных интрузивов. В среднемиоценовое время осадконакопление на площади Восточной Камчатки происходило лишь в отдельных наложенных прогибах, к числу которых относился Тюшевский прогиб. В районе восточных полуостровов в это время продолжалось накопление вулканических продуктов.

В алеутскую фазу тектогенеза, в начале позднего миоцена, среднемиоценовые отложения Восточной Камчатки были смяты в пологие складки, а местами сильно дислоцированы благодаря возобновлению движений по старым поверхностям надвигов. В позднемиоценовое и плиоценовое время осадки, в значительной степени континентальные, накапливались в остаточных прогибах, сохранившихся от среднемиоценового времени и имевших характер, близкий к межгорным впадинам. При слабых движениях сахалинской фазы складчатости в конце плиоцена отложения сохранили горизонтальное положение и лишь местами слои их были смяты в очень пологие складки и разбиты разломами. В начале четвертичного времени у сопряжения поднимающейся складчатой области с развивающейся Курило-Камчатской впадиной возникли расколы, обусловившие наложение вулканического пояса на разновозрастные структуры Восточной Камчатки. Продолжающийся рост Курило-Камчатской впадины обусловливает большую современную тектоническую активность Восточно-Камчатской зоны, проявляющуюся частыми землетрясениями и сильной вулканической деятельностью.

Восточный Камчатский антиклинорий

Орографически антиклинорий выражен системой складчатых хребтов северо-восточного простирания, включающей (последовательно с юго-запада) хребты Валагинский, Тумрок, Кумроч, Начикинский. Дальнейшее простирание антиклинория намечается через возвышенности восточной части о. Карагинского, п-ова Говена и далее вдоль Пылгинского хребта. Ранее в эту систему хребтов включался, как ее крайнее южное звено, Ганальский хребет (Двали, 1955). В последующем, однако, выяснились тесные взаимоотношения между Ганальским и Срединным Камчатским массивами древних пород. Поэтому более естественным продолжением Восточного Камчатского антиклинория на юг являются складчатые структуры верхнемеловых пород у п-ова Шипунского, имеющие здесь северо-западное простирание, характерное для этой части Камчатки. Залегающие у р. Вахиль породы лесновской и ирунейской серий смяты в крутые складки с наклоном слоев 60—80° (В. Г. Крымов, Ю. М. Слепов и др., 1960 г.). У Петропавловска крутые мелкие складки ирунейской толщи местами опрокинуты на северо-запад (рис. 64).

Валагинский хребет, располагающийся между долиной р. Камчатки и верховьями р. Жупановой и имеющий протяженность около 160 *км*, сложен верхнемеловыми, в меньшей мере третичными породами с северо-восточным направлением складчатости (СВ 35—45°). Структура хребта в общем антиклинальная, причем северо-западное крыло с падением слоев под углом 30—50° выражено значительно лучше юго-восточного, которое почти целиком скрыто под третичными и четвертичными образованиями. По А. В. Аксеновичу (1957 г.), ядро антиклинали сложено песчаниками, алевролитами и аргиллитами лесновской серии, которые согласно перекрываются эффузивно-туфогенными породами ирунейской серии, а затем — несогласно залегающими палеоген-нижне-

http://jurassic.ru/

миоценовыми (?) отложениями. Среднемиоценовые и более молодые (?) третичные отложения залегают на площади хребта в грабенах (например по р. Щапиной). Антиклинальная структура Валагинского хребта сильно осложнена сбросовыми нарушениями и надвигами. Продольный сброс, ограничивающий антиклиналь с северо-запада, выражен почти прямолинейным уступом Валагинского хребта у Центральной Камчатской депрессии. Наличие поперечных нарушений отмечается А. В. Щербаковым (1938) и другими исследователями.

Севернее р. Щапиной структуры Восточного Камчатского антиклинория скрываются под покровами лав Восточного вулканического пояса и снова обнажаются в хребте Тумрок. Последний, по мнению Б. И. Пийпа,

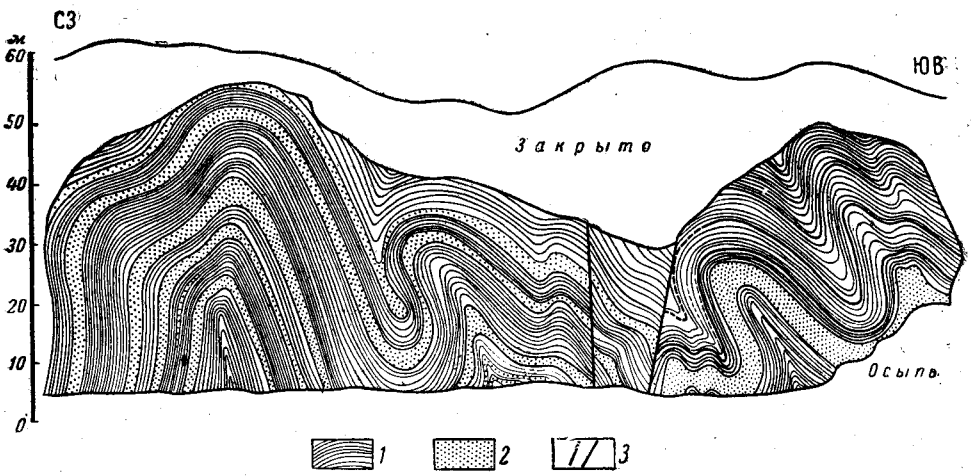


Рис. 64. Дислокации пород ирунейской серии в обнажении обрыва горы Никольской у г. Петропавловска-Камчатского. Зарисовка Ю. М. Слепова

1 — кремнисто-туфогенные породы; *2* — кремнистые сланцы; *3* — разломы

представляет собой сложное горстовое поднятие, располагающееся между двумя грабенами, совпадающими с верхними частями долин рек Правой Щапиной и Сторожа. Последующие исследования В. П. Мокроусова, а также Б. В. Ковалева в 1959—1961 гг. показали, что значительная часть горной области, относимой к хребту Тумрок, представляет собой вулканическое нагорье. Из-под четвертичных лавовых покровов, в глубоких эрозионных врезах здесь обнажаются неогеновые отложения, а под ними — верхнемеловые и палеоген-нижнемиоценовые породы, сложенные в узкие, крутые складки северо-восточного простирания, в большинстве случаев опрокинутые на юго-восток. Вдоль многочисленных разломов залегают небольшие массивы ультраосновных пород и дайки андезитов и базальтов, простирающиеся преимущественно в северо-восточном направлении. Контакт верхнемеловых и третичных пород в юго-восточном крыле антиклинория проходит, видимо, по поверхности надвига. Южное окончание хребта Тумрок заходит кулисообразно за северное погружение Валагинского хребта, отделяясь от него грабеном вдоль р. Левой Щапиной, выполненным неогеновыми отложениями.

Не менее сложная тектоническая обстановка установлена Б. В. Ковалевым на дальнейшем продолжении Восточного Камчатского антиклинория в юго-западной части хребта Кумроч, где и меловые, и третичные отложения имеют однообразное падение на северо-запад под углом чаще 40—50° вследствие опрокидывания складок и развития серии

http://jurassic.ru/

надвигов в юго-восточном направлении. Южнее р. Камчатки надвигами затронуты и среднемиоценовые отложения тюшевской серии.

Хребет Кумроч имеет общее северо-восточное простирание и протягивается на расстояние более 200 *км* от р. Андриановки на юге до р. Озерной на севере. С востока его ограничивают депрессии долины р. Бушуевой, оз. Ажабачьего и долины р. Радуги, а с запада — долины рек Ильчинец и Хапицы.

Внутренняя структура хребта Кумроч хорошо вскрывается в разрезе «щек» р. Камчатки, где О. С. Вяловым (1940 г.) и Л. П. Грязновым (1960 г.) описаны три крутые, но симметричные антиклинальные складки с промежуточным синклинальным изгибом и с большим числом сопутствующих разрывных нарушений (рис. 65). Складки, по Л. П. Грязнову, разорваны разломами и прорваны дайками базальтов, экструзиями трахиандезитов и интрузиями гипербазитов. Ширина свода антиклинория по выходам верхнемеловых пород определяется у р. Камчатки в 30—35 *км*. Осевая линия антиклинория смещена к западу, что проявляется геоморфологически резкой асимметрией хребта Кумроч, в котором водораздел сдвинут в сторону западного склона. У р. Алтын осевая линия антиклинория довольно резко изгибается к востоку, что Л. П. Грязнов (1961 г.) связывает с влиянием Алеутской дуги, сочленяющейся здесь с Курило-Камчатской дугой.

На п-ове Озерном, располагающемся на погружении шарнира Восточного Камчатского антиклинория, развито преимущественно его северо-западное крыло, в котором породы богачевской серии залегают моноклинально с падением на северо-запад под углом от 20 до 40°. Юго-восточное крыло антиклинория значительно более крутое и сильно нарушено разломами меридионального, северо-восточного и северо-западного направлений. Сама прямоугольная форма полуострова, по мнению А. Н. Заварицкого (1940), обусловлена ограничивающими его разломами. На значитель-

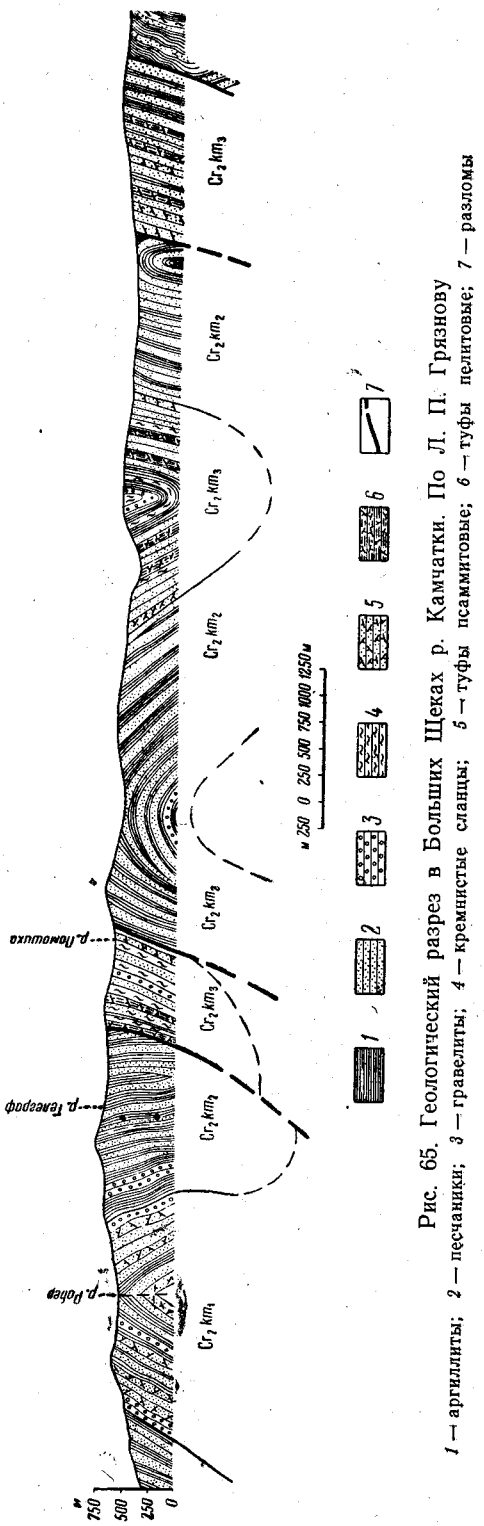


Рис. 65. Геологический разрез в Больших Щеках р. Камчатки. По Л. П. Грязнову

1 — аргиллиты; *2* — песчаники; *3* — гравелиты; *4* — кремнистые сланцы; *5* — туфы псаммитовые; *6* — туфы пелитовые; *7* — разломы

http://jurassic.ru/

ную нарушенность пород п-ова Озерного указывает большое количество даек андезита и трещинных интрузий гипербазитов и диоритов. В западной части полуострова располагается базальтовый массив горы Начикинской, представляющий собой четвертичный потухший вулкан.

На о. Карагинском, располагающемся на дальнейшем продолжении Восточного Камчатского антиклинория, обнажается лишь его северо-западное крыло, сложенное верхнемеловыми отложениями и несогласно залегающими на последних неогеновыми породами. При общем моноклинальном залегании меловых пород с падением на северо-запад под углом 50—70° в них наблюдается большое число мелких складок, часто опрокинутых на юго-восток, и разломов, вдоль которых внедрились интрузивы гипербазитов. Слои неогеновых осадочных пород, трансгрессивно залегающих на меловых отложениях, также наклонены на северо-запад, но под значительно меньшими углами (20—40°). Северо-западное крыло антиклинория перебито поверхностью надвига, по которой верхнемеловые породы, по-видимому, надвинуты на отложения богачевской серии. Благодаря опрокидыванию слоев третичных пород у надвигов создается впечатление согласного подстилания верхнемеловых пород третичными. Вопрос о возрасте пород юго-восточной части о. Карагинского является, однако, спорным. Некоторые исследователи относят их к верхнемеловым (Харкевич, 1941; Грязнов, 1961), но палеонтологических остатков, которые могли бы подтвердить это предположение, в указанных породах пока не найдено.

Сходная картина наблюдается и далее к северо-востоку, в возвышенностях п-ова Говена и хребте Пылгинском, сложенных верхнемеловыми(?) вулканогенно-кремнистыми породами, надвинутыми на палеоген-нижнемиоценовые туфогенно-осадочные отложения, слагающие побережье Олюторского залива. Хребты п-ова Говена и хребет Пылгинский представляют собой антиклинорий с углами падения крыльев от 20—30 до 70°. Свод антиклинория прорван цепью небольших интрузивов гранитоидов, протягивающихся от оз. Потат-Гытхын до р. Пахачи (гряда Эмтетко). Северо-западное крыло антиклинория перекрыто трансгрессивно залегающими палеоген-нижнемиоценовыми породами; юго-восточное ограничение антиклинория представляет собой надвиг, по которому опрокинутые на юго-восток слои третичных пород соприкасаются с верхнемеловыми. На п-ове Говена юго-восточное крыло антиклинория оборвано надвигом и здесь третичные слои как бы подстилают верхнемеловые, имея одинаковое с последними падение на северо-запад. Третичные и меловые породы разбиты разломами северо-восточного, северо-западного и меридионального направлений.

Имеются мнения (В. А. Титов и др.) о третичном возрасте всех пород, слагающих п-ов Говена и хребет Пылгинский, основанные на находках остатков третичной фауны в ряде пунктов, где ранее на карте показывались верхнемеловые породы. Однако для отрицания наличия на п-ове Говена и в хребте Пылгинском, кроме третичных, и верхнемеловых пород данных пока недостаточно: третичная фауна обнаружена лишь в верхней части толщ, слагающих Пылгинский хребет.

Таким образом, на значительной части Восточного Камчатского антиклинория проявляется, по-видимому, надвиг меловых пород этого антиклинория на третичные отложения соседнего Восточного Камчатского прогиба. С третичными отложениями Центрального Камчатского прогиба верхнемеловые породы антиклинория соприкасаются преимущественно по сбросовому нарушению; местами, по-видимому, сохранились участки трансгрессивного контакта.

http://jurassic.ru/

Центральный Камчатский прогиб (синклинорий)

В орографическом отношении Центральный Камчатский прогиб представляет собой депрессию между Срединным и Восточными хребтами. Южная часть этой депрессии приурочена к бассейну р. Камчатки, северное ее продолжение проходит по долине р. Еловки в бассейн р. Озерной и далее вдоль пролива Литке. За южной частью прогиба укрепилось наименование Центральной Камчатской депрессии. Северная часть именуется депрессией пролива Литке. Общая протяженность Центрального Камчатского прогиба составляет более 900 *км*, при ширине от 60 до 100—120 *км*. Бóльшая часть прогиба покрыта четвертичными вулканическими, озерными, аллювиальными и частью ледниковыми отложениями, что значительно затрудняет изучение структуры.

Большинство исследователей рассматривало южную часть Центрального Камчатского прогиба как крупный грабен между складчатыми структурами Срединного и Восточных хребтов. Мнения о возрасте этого грабена были различные. Ю. А. Ливеровский (1939) относил время возникновения тектонической впадины Центральной Камчатки к доюрскому времени. А. В. Щербаков (1938) считал ее третичной. Б. Ф. Дьяков (1954) рассматривал Центральную депрессию как грабен, образовавшийся в четвертичное время.

В последующем выяснилось синклинальное строение южной части депрессии, причем в строении синклинали, к центральной части которой приурочена современная впадина, участвуют верхнемеловые породы. Это дало основание Д. С. Харкевичу (1940а) назвать депрессию синклиналом-грабеном. Понимание структуры депрессии как преимущественно синклинальной, лишь осложненной в последующем сбросами, получило в настоящее время всеобщее признание. Пологий наклон слоев неогеновых пород (10—20°) в сторону Центральной депрессии наблюдается почти на всем протяжении ее северо-западного борта. Вместе с тем прямолинейная граница между низменной поверхностью депрессии и ее горными склонами, особенно отчетливо выявляющаяся при наблюдении с самолета, не оставляет сомнений в существовании разлома, ограничивающего на северо-западе современную депрессию.

Вулканогенные породы Срединного хребта в сторону Центральной депрессии постепенно сменяются туфогенно-осадочными. Этим в значительной мере определяется перспективность Центральной депрессии в отношении нефти и углей. Располагаясь рядом с рудной зоной и являясь в течение продолжительного времени областью аккумуляции рыхлых отложений, Центральная депрессия может представлять интерес и в отношении золотоносности позднеогеновых осадков.

Падение в сторону депрессии (под углом 30—50°) имеют верхнемеловые и палеоген-нижнемиоценовые породы и у юго-восточного борта депрессии, где структура этих пород также осложнена крупным разломом.

Глубинная структура Центральной Камчатской депрессии остается почти невыясненной. Наибольшее углубление депрессии, по геофизическим данным, намечается в северо-западной ее части, между вулканом Шивелучем на севере и с. Долиновкой на юге. Эта площадь, длиной более 200 *км* и шириной 80—100 *км*, названа Козыревской впадиной (Белова, Васильев и др., 1961).

Восточнее с. Долиновки, к северо-востоку от с. Кирганика и к западу от с. Мильково, установлены гравитационные максимумы, природа которых еще не выяснена. Размеры площадей с аномальными значениями силы тяжести составляют, примерно, по длинной оси 15—30 *км*, по короткой 10—15 *км*. Совпадение с этими гравитационными максиму-

http://jurassic.ru/

мами положительных магнитных аномалий показывает возможность связи этих максимумов не с антиклинальными поднятиями, а с выходами изверженных пород.

Вулкан Шивелуч и вулканический массив Ключевской группы располагаются в Центральной Камчатской депрессии. В фундаменте Ключевского вулкана бесспорно наличие третичных пород, судя по содержанию их обломков в продуктах извержения этого вулкана в 1945 г. В лаве Туйлы — паразитического кратера Ключевского вулкана — В. С. Кулаков в 1932 г. обнаружил ксенолит песчаника с неогеновой фауной.

По Б. И. Пийпу (1958), формирование Ключевского вулканического массива сопровождалось его опусканием вдоль системы разломов, оконтуривающих массив. А. Е. Святловский считает, что образование Ключевской вулканической группы проходило на фоне пологого, сводообразного поднятия, развивавшегося как наложенная структура в синклинории Центральной Камчатской депрессии.

Севернее массива вулкана Шивелуча Центральная депрессия почти прерывается выходами относительно древних—верхнемеловых и палеоген-нижнемиоценовых пород. Это вызвано видимо, нарушением северо-западного направления и поднятием вдоль разлома северной площади. М. Ф. Двали (1955) намечал здесь разлом по линии вулкан Шивелуч—мыс Столбовой, вдоль которого располагается цепь андезитовых экструзивов. В направлении этого разрыва ориентированы, по А. А. Меняйлову, и шлаковые конусы на склоне Шивелуча.

За поднятием, в бассейне р. Озерной, возобновляются выходы неогеновых отложений, залегающих в крупной пологой брахисинклинальной складке с северо-восточным простиранием. Южная часть этой площади, у Укинской губы, носит наименование Озерновской впадины. По наблюдениям В. Н. Винюкова в 1948 г., впадина выполнена более чем пятитысячеметровой толщей третичных отложений. В восточной части впадины, судя по выходам в Хавывенской возвышенности метаморфических пород, фундамент третичных отложений лежит на небольшой глубине. М. Ф. Двали отмечает трансгрессивное прилегание к метаморфическим породам Хавывенской возвышенности верхненеогеновых рыхлых отложений. В пределах Озерновской впадины наблюдаются относительно пологие складки третичных отложений северо-восточного простирания. Размеры и форма отдельных складок почти не изучены. В обнажениях по рекам Маимле, Кельмени и др. В. Н. Винюков наблюдал брахиантиклинальные складки шириной 5—6 *км*. Наклон пластов на крыльях этих складок не превышает 10—20° и резко возрастает (до 50—60°) лишь вблизи разрывных нарушений. В верховьях р. Еловки верхнемиоцен-плиоценовые отложения прорваны многочисленными андезитовыми экструзивами, приуроченными, очевидно, к разломам.

Общая синклинальная структура депрессии пролива Литке выражена довольно отчетливо. Со стороны Карагинского острова в прогиб опускаются, под углом от 10 до 20—25°, слои миоценовых и плиоценовых отложений. По исследованиям М. А. Садреева в 1958 г., наклон под углом в 35—40° на северо-запад, т. е. в сторону прогиба, имеют и третичные отложения п-ова Ильпинского. С противоположной стороны прогиба юго-восточное крыло антиклинория Срединного хребта является одновременно северо-западным крылом Центрального Камчатского прогиба.

Синклинальная структура депрессии пролива Литке осложняется довольно крупной антиклиналью, протягивающейся почти вдоль восточного берега Северной Камчатки, от с. Хайлюли на юге до с. Тымлат на севере. В ядре этой антиклинальной складки обнажаются верхнеолиго-

http://jurassic.ru/

ценовые осадочные отложения, смятые в складки северо-восточного простирания с размахом крыльев 5—8 *км* и углами падения до 40—50°. Складки местами разбиты нарушениями и прорваны небольшими гранитоидными интрузивами, экструзивными куполами дацитов и андезитовыми и базальтовыми дайками. По трещинам в сводовой части антиклинали излились базальты. В северо-западном крыле антиклинальной

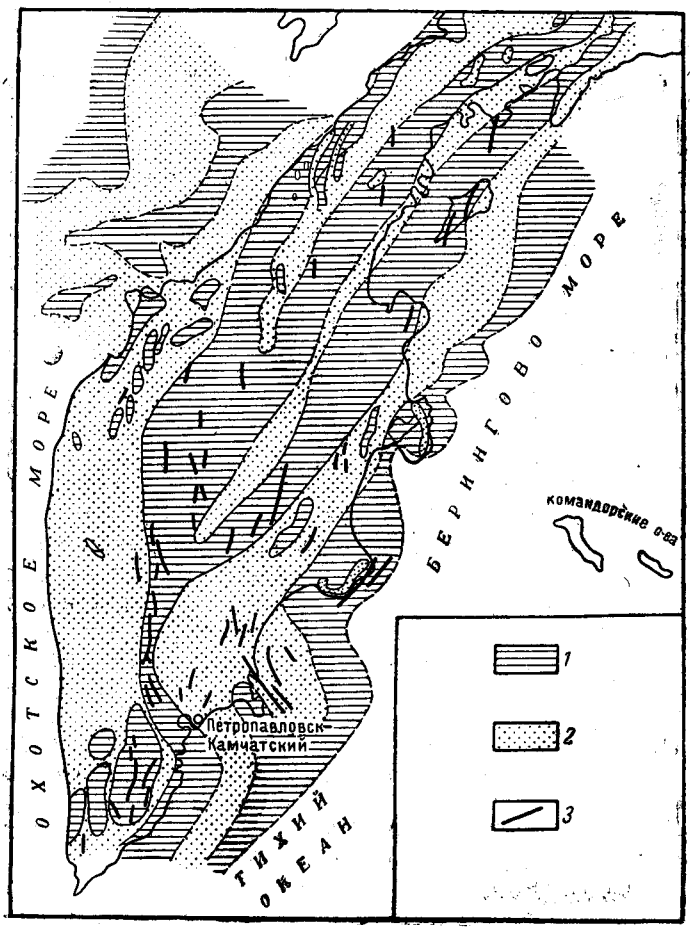


Рис. 66. Схематическая карта результатов аэромагнитной съемки Камчатки. По Л. А. Ривошу

1 — площади с положительными значениями ΔTa; *2* — площади с отрицательными значениями ΔTa; *3* — оси магнитных аномалий (предполагаемые разломы)

складки верхнеолигоценовые отложения трансгрессивно перекрываются миоценовыми и плиоценовыми отложениями. Как и в более южных районах Центрального Камчатского прогиба, в направлении к Срединному хребту осадочно-туфогенные третичные отложения довольно резко сменяются вулканическими породами.

Верхнеолигоценовые осадочные отложения, обнажающиеся в своде антиклинальной складки между селениями Хайлюли и Тымлат, видимо, протягиваются вдоль Центрального Камчатского прогиба под неогеновыми и четвертичными отложениями и далее к югу до Козыревской впадины. Об этом можно судить по продолжению в указанном направлении полосы отрицательных магнитных аномалий, совпадающей с выходом палеогеновых невулканических пород (рис. 66). В противополож-

http://jurassic.ru/

ном направлении, на северо-восток, эта полоса прослеживается через полуострова Ильпыр и Ильпинский до устья р. Вывенки и далее по правобережью этой реки до ее истоков. Возможно, такое направление отвечает дальнейшему простиранию невулканических верхнеолигоценовых отложений. На п-ове Ильпинском, помимо олигоценовых, возможно присутствие и эоценовых отложений.

В пределах всего Центрального Камчатского прогиба отчетливо проявляется резкое несогласное залегание верхнемиоцен-плиоценовых отложений на более древних. Менее проявлено несогласие между нижнемиоценовыми и олигоценовыми (точнее, между нижнемиоценовыми и олигоцен-ранненижнемиоценовыми) отложениями. В районе р. Караги Б. Т. Тишков в 1952 г. и Ю. А. Новоселов в 1960 г. наблюдали угловое и трансгрессивное несогласие между верхнемеловыми и верхнеолигоценовыми породами. Неясным остается вопрос о причине выхода вблизи Укинской губы древних, явно дотретичных метаморфических пород. Как и ряд других вопросов геологического строения прогиба, он может быть окончательно решен лишь в результате геофизических исследований, а также структурного и опорного бурения. Изучение естественных обнажений пород в бортовых частях прогиба (например, на побережье п-ова Ильпинского в заливе Корфа) позволит уточнить данные о стратиграфии и тектонике развитых в прогибе отложений.

Восточный Камчатский прогиб (синклинорий)

Этот район включает восточное побережье Камчатки между г. Петропавловском на юге и п-овом Озерным на севере, исключая гористые полуострова. К Восточному Камчатскому прогибу, по-видимому, относятся также юго-восточные части о. Карагинского и п-ова Говена.

Первая общая схема тектоники восточного побережья Камчатки принадлежит Л. А. Гречишкину. По его представлениям, основным элементом тектоники является большой разрыв типа надвига, протягивающийся почти на 200 *км* от р. Камчатки к югу до р. Тюшевки. Этим надвигом обусловлен почти повсеместный тектонический контакт между породами богачевской серии и развитыми восточнее более молодыми отложениями.

М. Ф. Двали (1943 г.), основываясь на своих представлениях о более древнем возрасте тюшевской толщи по отношению к богачевской, отрицал выделенные Л. А. Гречишкиным надвиги и предполагал, что северо-западная зона Кроноцкого района, где распространены преимущественно отложения богачевской свиты, не приподнята, а опущена относительно юго-восточной зоны, где развиты отложения тюшевской свиты.

По Л. П. Грязнову (1954 г.), Кроноцкий район находится на юго-восточном крыле крупного антиклинория, сложенного отложениями богачевской серии. Положение оси антиклинория предполагается вблизи вулканов Кроноцкого, Шмидта и Гамчена, где на поверхность выходят наиболее древние отложения богачевской толщи. Отложения тюшевской серии выполняют у Кроноцкого перешейка узкий прогиб в породах богачевской серии.

По представлениям И. Б. Плешакова и Д. С. Несвита (1958), формирование третичных отложений Кроноцкого района происходило в интрагеосинклинали типа межгорной впадины, находившейся между двумя геоантиклинальными поднятиями, соответствующими Восточному Камчатскому антиклинорию и Прибрежному антиклинорию восточных полуостровов. Наиболее прогнутая часть интрагеосинклинали совпадает с областью Кроноцкого перешейка. Третичные отложения интра-

http://jurassic.ru/

геосинклинали смяты в линейные складки северо-восточного простирания, образующие в совокупности так называемый Тюшевский синклинорий.

Новые материалы геофизических работ на площади Кроноцкого полуострова, а также данные геологических съемок Б. В. Ковалева в 1959—1961 гг. в более северных районах прогиба вносят в представления И. Б. Плешакова значительные поправки.

На северном берегу Кроноцкого полуострова Б. В. Ковалев (1960 г.) наблюдал трансгрессивное залегание тюшевских отложений с мощными базальными конгломератами в основании на вулканогенно-осадочных породах богачевской серии. Таким образом, резко различный характер дислокаций пород в Богачевской и Ольгинской зонах объясняется не только различными тектоническими условиями зон, как это считает И. Б. Плешаков, но и принадлежностью пород, распространенных в этих зонах, к различным структурным ярусам. Таких структурных ярусов в бассейнах рек Чажмы, Сторожа, Андриановки Б. В. Ковалев выделяет четыре. Они распространены (особенно широко — нижний ярус) и в более северных районах прогиба.

Нижний структурный ярус сложен мощными, чрезвычайно сильно дислоцированными породами богачевской серии. Узкие, крутые, очень протяженные складки богачевской толщи имеют северо-восточное простирание, часто опрокинуты на юго-восток и разбиты многочисленными крутопадающими надвигами. Перемещения особенно большой амплитуды вероятны по надвигу Гречишкина, который был прослежен работами Б. В. Ковалева в северо-восточном направлении за р. Малую Чажму. Зона надвига характеризуется сильной дислоцированностью пород как богачевской, так и тюшевской серий с развитием брекчий трения в полосе шириной около 1 *км*. Севернее зона надвига Гречишкина отчетливо проявляется на берегу Камчатского залива у мыса Шуберта и у горы Коврижки, к югу от устья р. Камчатки.

С верхнемеловыми породами Восточного Камчатского антиклинория отложения богачевской серии граничат также по поверхности надвига. Сильная дислоцированность пород, развитие серий сближенных надвигов, литологическое сходство верхнемеловых и флишоидных пород богачевской серии — все это не позволило Б. В. Ковалеву и Л. П. Грязнову установить четкую границу между верхнемеловыми и третичными породами.

Надвиговый контакт между верхнемеловыми отложениями и расположенными к востоку породами богачевской серии вероятен и в более северных районах Камчатки — на о. Карагинском, на п-ове Говена и в хребте Пылгинском. В этих районах опрокидывание складок богачевской серии на юго-восток создает иллюзию моноклинального залегания флишоидных толщ с однообразным падением на северо-запад.

Судя по примеру изученных в Кроноцком районе антиклинальных структур, нижнему структурному ярусу свойственны узкие асимметричные, иногда запрокинутые, антиклинальные складки, сильно нарушенные как у свода, так и на крыльях. Амплитуда смещений по сбросам составляет от нескольких десятков до нескольких сотен метров (Богачевская структура).

Второй структурный ярус в пределах Восточного Камчатского прогиба представлен пологоскладчатыми отложениями тюшевской серии, сильно нарушенными лишь у тектонических контактов с породами богачевской серии. Они развиты главным образом в пределах Тюшевского прогиба, а также у устья р. Камчатки. Антиклинальные структуры в тюшевских отложениях значительно отличаются от структур, сложенных породами богачевской серии. Это в большинстве случаев брахи-

http://jurassic.ru/

антиклинали с наклонами крыльев в 10—25°, лишь у нарушений увеличивающимися до 50—70°. Свойственные богачевской серии особенности — сильная трещиноватость пород, многочисленные внутрипластовые подвижки, зоны перетирания и брекчирования — в тюшевских отложениях обычно отсутствуют. Песчаники тюшевской серии отличаются от богачевских значительно большей пористостью и проницаемостью.

К третьему структурному ярусу относятся почти горизонтально залегающие породы кавранской и эрмановской серий (верхний миоцен—плиоцен), встречающиеся небольшими участками под четвертичными базальтовыми покровами на вершинах водоразделов и широко распространенные лишь в центральной части Тюшевского прогиба.

Самым верхним структурным ярусом являются покровы четвертичных лав, имеющие обычно слабый первичный наклон к берегу Тихого океана.

Таким образом, Восточный Камчатский прогиб представляет собой область распространения мощных, местами флишоидных, интенсивно складчатых, преимущественно палеоген-нижнемиоценовых отложений, располагающуюся у центрального поднятия верхнемеловых пород Восточного Камчатского антиклинория. Как с запада, так и с востока прогиб, видимо, ограничен надвигами. С северо-запада на юго-восток наблюдается последовательное надвигание верхнемеловых пород на палеоген-нижнемиоценовые и последних на среднемиоценовые. Особенности тектоники Восточного Камчатского прогиба не позволяют отнести его к типу межгорных впадин, как это делает И. Б. Плешаков. Это, видимо, узкий геосинклинальный прогиб, в какой-то степени сопряженный, с одной стороны, с Восточным Камчатским антиклинорием, с другой — с поднятиями вулканической зоны восточных полуостровов. Характер сопряжения неясен, некоторые исследователи не исключают возможности, что в современной структуре складчатые образования Восточного Камчатского прогиба относятся к юго-восточному крылу Восточного Камчатского антиклинория. Вместе с тем Восточный Камчатский и Центральный Камчатский синклинории могут рассматриваться как прогибы, развившиеся по обеим сторонам верхнемелового поднятия — Восточного Камчатского антиклинория.

Невыясненным остается в Восточном Камчатском синклинории место наибольшего углубления с максимальной мощностью флишоидных отложений. Судя по геофизическим данным, возможна асимметричная форма этой структуры: максимальное углубление прогиба может располагаться непосредственно у поднятия верхнемеловых пород Восточного Камчатского антиклинория; отсюда дно его постепенно выполаживается по направлению к вулканической области восточных полуостровов.

В районах, приближенных к восточным вулканическим полуостровам, отчетливо проявляется различная дислоцированность разновозрастных серий третичных пород (богачевской, тюшевской и ракитинской). Возможно, что в северо-западном направлении, вблизи наибольшего углубления прогиба, разница в степени дислоцированности пород некоторых структурных ярусов (например богачевской и тюшевской толщ) может значительно уменьшиться и в третичном разрезе могут появиться новые, отсутствовавшие на востоке, толщи.

До настоящего времени не решен вопрос о существовании или отсутствии в западных районах зоны самостоятельной ольгинской толщи. В различном удалении от областей размыва могут значительно изменяться коллекторские свойства нефтеносных отложений. Всем этим определяется необходимость дальнейшего изучения общих тектонических особенностей Восточного Камчатского прогиба. Прогиб этот

http://jurassic.ru/

необходимо разделить на структурно-фациальные подзоны, что позволит выделить площади с наиболее благоприятными предпосылками в отношении обнаружения здесь промышленных залежей нефти.

Вулканическая область восточных полуостровов

Область включает гористые полуострова: Шипунский, Кроноцкий, Камчатского Мыса. На северо-восточном простирании цепи указанных островов находится п-ов Олюторский.

Особенностью восточных полуостровов является преимущественно вулканогенный характер слагающих их пород. Некоторые из них, как, например, Шипунский, Камчатского Мыса, характеризуются повышенной сейсмичностью (Кондорская, 1960б). Океанологическими исследованиями на судне «Витязь» обнаружены подводные продолжения полуостровов на юг в виде меридионально протягивающихся подводных хребтов. Наибольшее протяжение (более 700 *км*) имеет Олюторский подводный хребет (хребет Ширшова). К западу от большинства полуостровов располагаются узкие наложенные прогибы, выполненные молодыми неогеновыми отложениями. Эти прогибы, возможно, располагаются на месте проходящих под ними тектонических разломов. Наконец, обращают на себя внимание угловатые очертания полуостровов и очень крутые, на некоторых участках прямолинейные, как бы «обрубленные» берега, вызывающие представления о их сбросовом типе. А. Н. Заварицкий (1955) предполагал, что большинство полуостровов ограничено сбросами северо-восточного, северо-западного и широтного направлений.

Наряду с указанными общими особенностями в геологическом строении полуостровов имеются и значительные различия, которые будут видны из приводимого ниже краткого описания их геологической структуры.

Полуостров Шипунский сложен главным образом вулканогенными и туфогенными породами богачевской серии, смятыми в сравнительно пологие (20—45°, редко до 70°) складки северо-западного и север-северо-западного, местами отклоняющегося к широтному, простирания (В. Г. Крымов). На юго-западе отложения богачевской серии контактируют с верхнемеловыми отложениями, слои которых почти поставлены на голову и имеют также северо-западное простирание. Значительную часть площади Шипунского полуострова занимает крупный диоритовый интрузив, вытянутый в северо-западном направлении. В юго-западной части полуострова на небольшой площади, ограниченной разломами, распространены более молодые, среднемиоценовые и верхнемиоцен-плиоценовые туфогенные отложения с углами наклона крыльев в 10—25°. Среднемиоценовые отложения прорваны дайками и штоками диоритовых порфиритов. Судя по резкому несогласию в простирании и по преимущественно грубообломочному составу, молодые третичные отложения на Шипунском полуострове залегают в наложенных на богачевские отложения прогибах типа межгорных впадин. Клиновидная форма полуострова, по наблюдениям В. Г. Крымова, объясняется сбросами. Недавние поднятия площади полуострова проявляются морскими террасами, имеющими высоту над современным уровнем моря до 300—340 *м*. Особенно отчетливо на юго-восточном берегу п-ова Шипунского выражена морская терраса высотой 220—240 *м*.

Кроноцкий полуостров, по материалам Л. П. Грязнова, М. С. Толстова, И. Б. Плешакова, В. Б. Ковалева, Л. М. Смирнова и О. И. Супруненко, представляет собой область преимущественно дизъюнктивных дислокаций, что в значительной степени обусловлено развитием здесь

http://jurassic.ru/

мощных покровов лав, переслаивающихся с различными туфогенными породами. Вулканические процессы, начавшиеся еще в позднемеловое время, продолжались, видимо, непрерывно в палеогене и неогене и, судя по останцам покрова древнечетвертичных базальтов, возобновлялись в четвертичное время. Мощность третичных осадочных отложений у Кроноцкого вулканического массива значительно сокращается, и отложения приобретают мелководный характер. Эффузивно-туфогенные породы Кроноцкого полуострова сложены в пологие складки с невыдержанным, преимущественно северо-восточным простиранием, разбитые массой разломов различных направлений. Вдоль наиболее крупных разломов залегают ультраосновные и габброидные интрузивы. Представление о характере тектоники верхнемеловых и палеогеновых пород в восточной части Кроноцкого полуострова дает разрез, составленный Л. М. Смирновым и О. И. Супруненко в 1960 г. по береговым обрывам (рис. 67).

Самые молодые третичные отложения на Кроноцком полуострове отличаются еще более пологими складками. У восточной границы Тюшевского наложенного прогиба, где поздненеогеновые отложения трансгрессивно налегают на Кроноцкий массив, углы наклона слоев этих отложений редко превышают 10—15°. В береговых обрывах бухты Ольги видно, как базальтовые потоки, излившиеся в районе Кроноцкого полуострова или несколько восточнее его современных границ, чередуются у границы Тюшевского прогиба с прибрежноморскими отложениями кавранской серии (верхний миоцен—плиоцен) и выклиниваются по падению в сторону оси прогиба. В противоположном направлении базальтовые потоки, наоборот, вытесняют почти полностью морские отложения (рис. 68). Пологий наклон базальтовых потоков в сторону Тюшевского прогиба наблюдается в обрывах на значительном протяжении берега Кроноцкого полуострова — от мыса Ольги почти до мыса Козлова.

Границей Кроноцкого вулканического массива и Тюшевского прогиба является глубокий разлом северо-восточного направления. К этому разлому приурочены многочисленные горячие минеральные источники. Более сложная конфигурация этой границы в северной части прогиба объясняется многочисленными поперечными разломами со ступенеобразными перемещениями вдоль них.

Наиболее сложное тектоническое строение имеет п-ов Камчатского Мыса, что объясняется его расположением непосредственно у причленения к Камчатке Алеутской островной дуги.

М. Ф. Двали в 1936 г. отметил близкое к широтному простирание третичных туфогенных пород в Столбовском хребте, протягивающемся в северной части п-ова Камчатского Мыса. Северо-западное простирание имеют и верхнемеловые породы в южной части полуострова. Некоторые массивы основных и ультраосновных пород п-ова Камчатского Мыса вытянуты в меридиональном направлении. В том же направлении к югу от него продолжается подводный хребет. Л. П. Грязнов рассматривает структуры Столбовского хребта, как северо-восточное крыло крупной антиклинали, имеющей северо-западное простирание. Осевая часть этой антиклинали протягивается от мыса Камчатского на северо-запад к Столбовскому озеру. Дальнейшее ее направление, а также характер сопряжения антиклинали с антиклинорием хребта Кумроч, протягивающемся в северо-восточном направлении, неясны из-за мощного плаща поздненеогеновых и четвертичных отложений во впадине Нерпичьего озера и надвиговых нарушений, ограничивающих хребет Кумроч с востока.

http://jurassic.ru/

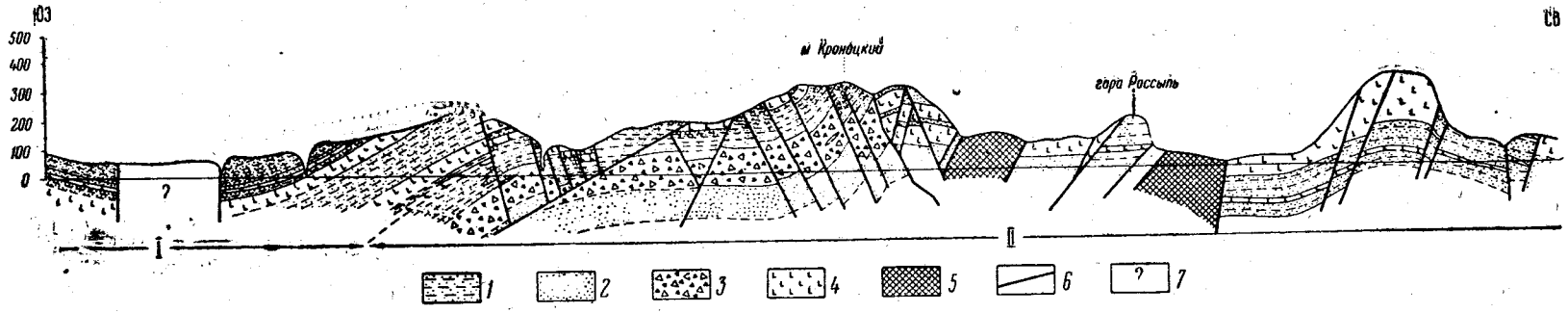


Рис. 67. Геологический разрез береговых обрывов п-ова Кроноцкого. По О. И. Супруненко и Л. М. Смирнову

1 — туфогенные алевролиты и аргиллиты; *2* — туфогенные песчаники; *3* — туфобрекчии; *4* — андезитовые и базальтовые лавы; *5* — ультраосновные (и габброидные) породы; *6* — разломы; *7* — поднятый блок (с невыясненной структурой) верхнемеловых преимущественно вулканогенных пород. *I* — палеогеновые отложения (по А. М. Садрееву); *II* — верхнемеловые породы (по А. М. Садрееву)

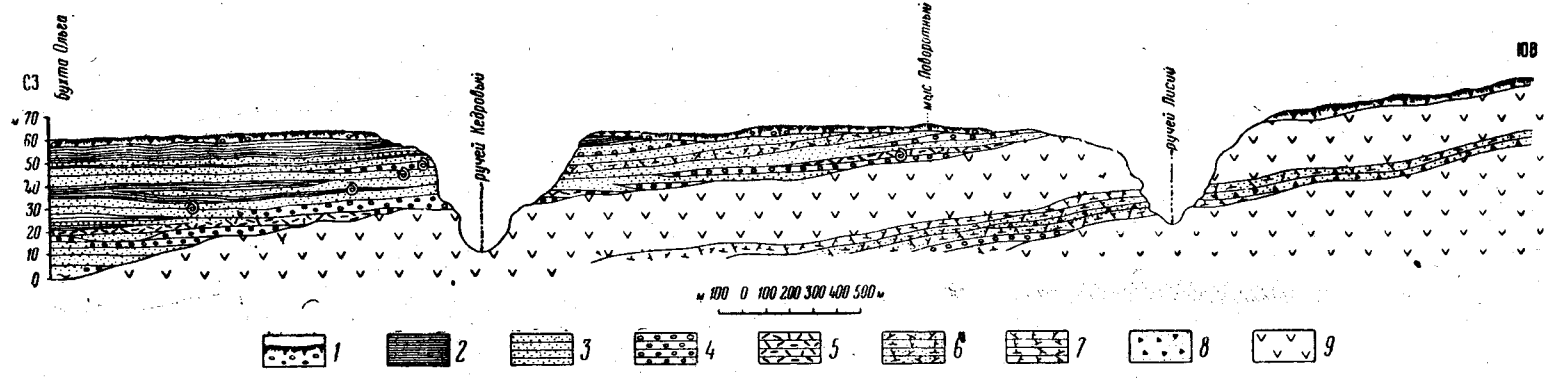


Рис. 68. Разрез северного берега бухты Ольга. По Л. П. Грязнову

1 — растительный слой и рыхлые четвертичные отложения; *2* — аргиллиты; *3* — алевролиты и песчаники; *4* — конгломераты; *5* — спонголиты; *6* — туффиты; *7* — туфы; *8* — туфобрекчии; *9* — базальты

https://jurassica.ru/

В ядре антиклинали, обнаженном в южной части п-ова Камчатского Мыса, залегают очень сложно дислоцированные кремнисто-карбонатные и вулканогенные породы верхнего мела, прорванные интрузивами ультраосновных и основных пород. Юго-западное крыло антиклинали оборвано Камчатским заливом, в северо-восточном крыле лежат вулканогенно-осадочные отложения богачевской серии, смятые в крутые складки, местами разбитые нарушениями и прорванные диоритовыми интрузивами. В крайней северной части полуострова (мыс Сивучий) слои богачевских отложений падают на северо-восток под углом до 60—70°. При более детальных исследованиях п-ова Камчатского Мыса, вероятно, выяснится более сложная структура, нежели представляется Л. П. Грязнову, с запутанными взаимоотношениями северо-восточных «камчатских» и северо-западных «алеутских» тектонических направлений. Определение характера сопряжения Курило-Камчатской и Алеутской дуг является одним из наиболее сложных вопросов тектоники Камчатки.

Несмотря на проявления на п-ове Камчатского Мыса северо-западного, не свойственного Кроноцкому полуострову, направления тектонических структур, геологические структуры этих полуостровов очень сходные. На п-ове Камчатского Мыса, как и на Кроноцком, с западной стороны развит наложенный прогиб, выраженный депрессией Нерпичьего озера. В восточной части депрессии на поверхности обнажаются лишь верхнемиоцен-плиоценовые отложения, а западнее, вдоль предгорьев хребта Кумроч, протягивается, отделяясь от Восточного Камчатского антиклинория надвигом, полоса среднемиоценовых отложений, возможно, являющаяся непосредственным продолжением Тюшевского прогиба. По сравнению с Кроноцким полуостровом, площадь п-ова Камчатского Мыса еще более нарушена разломами и представляет собой сложную тектоническую «мозаику», проявленную в рельефе прихотливыми очертаниями наложенных впадин, а также сложными очертаниями береговой линии полуострова. Большая тектоническая подвижность площади полуострова проявляется высокими морскими террасами.

Крайнему северо-восточному звену цепи восточных полуостровов — Олюторскому полуострову — также свойственны главные особенности этой зоны. Полуостров этот сложен преимущественно вулканическими породами, к западу от него расположен прогиб, выполненный неогеновыми отложениями, а на южном продолжении полуострова находится подводный меридиональный хребет.

Происхождение восточных вулканических полуостровов Камчатки является еще нерешенной проблемой. А. Е. Святловский (1961) рассматривает их как продолжение Малой Курильской дуги, что не согласуется , однако, с преимущественно вулканическим характером пород, слагающих полуострова. Н. В. Кондорская и В. И. Тихонов (1960б) рассматривают полуострова как выход к океану антиклинальных структур верхнемеловых и третичных отложений, имеющих северо-западные простирания. Такое объяснение приемлемо лишь для полуострова Шипуновского и Камчатского Мыса, где северо-западные структуры действительно имеют место и объясняются местными условиями. Между тем, все полуострова объединяются в одну зону северо-восточного простирания, судя по проходящей через них полосе положительных магнитных аномалий.

Развитие на полуостровах вулканических пород, выходы там интрузивных пород, сильная дислоцированность отложений полуостровов — все это свидетельствует о возможной связи их формирования с глубокими разломами северо-восточного направления. Но в этом слу-

http://jurassic.ru/

чае неясной остается причина развития у южных окончаний полуостровов меридиональных подводных хребтов. Одно из возможных объяснений особенностей восточных полуостровов Камчатки — это формирование их как вулканических «узлов» в местах пересечения глубокими разломами северо-восточного направления неглубокозалегающих жестких меридиональных структур, сложенных древними, доверхнемеловыми породами и представляющих собой остатки некогда располагавшейся здесь геосинклинальной системы. Определенное решение проблемы полуостровов Камчатки возможно лишь после получения достаточных геофизических данных.

Тюшевский наложенный прогиб (синклинорий)

Тюшевский прогиб располагается к западу от Кроноцкого полуострова, откуда он продолжается на северо-восток, и, возможно, на юго-запад. Западная граница Тюшевского прогиба совпадает с тектоническим контактом среднемиоценовых отложений прогиба и богачевской серии — с надвигом Гречишкина. В районе Олюторского залива западная граница прогиба проходит, возможно, вблизи с. Пахача по контакту пахачинской и ильпинской толщ; характер этого контакта еще недостаточно выяснен. К юго-западу от Кроноцкого полуострова прогиб, по-видимому, выклинивается, о чем можно судить по его слабому развитию в районе Шипунского полуострова.

Структура прибортовых частей прогиба была частично охарактеризована при описании зоны восточных полуостровов. Глубинная структура прогиба изучена еще недостаточно. По данным А. М. Садреева, в районе этих антиклинальных поднятий неогеновые отложения залегают моноклинально с падением на юго-восток под углом 20—25°. Это северо-западное крыло Тюшевского синклинория лишь незначительно осложнено небольшими брахисинклинальными складками и асимметричными антиклинальными перегибами.

По наблюдениям Б. В. Ковалева в 1960 г., породы тюшевской серии по рекам Большой и Малой Чажмам имеют север-северо-восточное простирание и падение на восток-юго-восток под углом 10—12°, редко до 20°. У Кроноцкого полуострова падение слоев обратное, на северо-запад, тоже под небольшими углами (10—15°). Общая синклинальная структура отложений прогиба осложняется мелкими складками, имеющими направления осей, близкие к меридиональным. Пологие складки отложений прогиба разбиты большим числом разрывных, преимущественно сбросовых, нарушений.

Севернее, у р. Камчатки, отложения тюшевской серии падают на северо-запад, что связано с опрокидыванием складок у надвига Гречишкина. В депрессии Нерпичьего озера отложения миоцена и плиоцена лежат трансгрессивно на породах богачевской серии и верхнего мела и сложены в очень пологие складки. Иногда в восточной части депрессии проявляется ощутимый наклон слоев неогеновых пород (до 15—20°) на запад, в сторону депрессии, что отражает общую синклинальную структуру неогеновых отложений прогиба.

Решение вопроса о происхождении Тюшевского прогиба имеет большое практическое значение. На восточном побережье Камчатки наличие промышленных угольных месторождений наиболее возможно именно в Тюшевском прогибе. Геологические условия прогиба, по-видимому, благоприятны для формирования нефтяных месторождений. В ряде пунктов прогиба известны признаки угленосности в среднемиоценовых отложениях (бухта Бичевинская на Шипунском полуострове, р. Угольная вблизи устья р. Камчатки, район р. Пахачи). Пологие

http://jurassic.ru/

брахиантиклинальные структуры пористых пород тюшевской серии благоприятны в отношении нефтеносности.

Неясным остается вопрос, развился ли Тюшевский прогиб у поднятия восточных полуостровов как предгорный или же он является боковым прогибом по отношению к складчатым структурам Восточного Камчатского прогиба антиклинория.

Можно предположить, что впадины на юго-восточном склоне Валагинского хребта (продольные депрессии долин рек Жупановой и Щапиной), выполненные неогеновыми отложениями, являются боковым прогибом того же типа, что и Тюшевский, развившимся по другую сторону поднятых складчатых структур, сложенных палеоген-нижнемиоценовыми породами. Решение всех вопросов возможно после получения дополнительных данных при геофизических исследованиях и структурном бурении.

Таким образом, при описании тектонических элементов Восточной Камчатки отчетливо выявляются главные особенности Восточно-Камчатской структурно-фациальной зоны в целом. Развитие здесь в палеоген- раннемиоценовое время узких глубоких геосинклинальных прогибов среди поднятий обусловило общий флишоидный характер соответствующих отложений, а при складчатости — формирование крутых линейных складок и надвигов. Начиная со среднего миоцена, прогибы имели наложенный характер. Ограничены они обычно разломами. Выполняющие прогибы отложения образуют пологие складки со значительным числом разрывных нарушений. Несмотря на большую напряженность проявившихся в Восточной Камчатке тектонических процессов, число гранитоидных интрузивов здесь в общем незначительно. Большинство интрузивов по составу относится к основным и ультраосновным и локализуется у зоны восточных полуостровов, где они сопрягаются, видимо, с глубинным разломом. В этой зоне сосредоточены преимущественно вулканические породы третичного возраста.

Для Восточно-Камчатской зоны характерны проявления асбеста, хрома, меди, железа, никеля, кобальта, ртути.

ЦЕНТРАЛЬНАЯ КАМЧАТКА

Центрально-Камчатская структурно-фациальная зона занимает осевое положение на Камчатском полуострове. Орографически она представлена Срединным хребтом, ее южным продолжением являются возвышенности Южно-Быстринского хребта и юго-восточной Камчатки. Это вулканическая зона, сложенная верхнемеловыми, третичными и четвертичными вулканогенными породами и имеющая в общем структуру антиклинория. Ее развитие, очевидно, связано с глубинным разломом, по которому магматические продукты имели доступ к поверхности в течение всего позднемелового и кайнозойского времени. Там, где глубинный разлом подходит к Срединному Камчатскому массиму метаморфических пород, последний оказывается в значительной степени переработанным молодыми тектоническими процессами и магматической деятельностью. Поэтому площадь Срединного Камчатского массива может быть включена в пределы Центрально-Камчатской зоны. Особенности тектонического строения этого массива позволяют дать его отдельное описание.

Срединный Камчатский массив метаморфических пород

Область выхода относительно древних пород, именуемая Срединным Камчатским массивом, располагается между р. Ичей на севере и р. Большой на юге и имеет в плане форму овала, вытянутого в меридиональном направлении более чем на 250 *км*. Орографически ей соот-

http://jurassic.ru/

ветствует южная часть Срединного хребта. От массива далеко на юго-восток протягивается в виде островершинного хребта Ганальский выступ. Общая площадь массива вместе с Ганальским выступом составляет около 9000 *км*^{2}.

По общераспространенному мнению, Срединный Камчатский массив представляет собой антиклинорий-горст, сводовая часть которого полого погружается к югу (Дьяков, 1955). В северном направлении подземное продолжение Срединного Камчатского массива может служить древним фундаментом Тигильского поднятия (Власов, 1946; Белова и др., 1961). Геофизические исследования (Л. А. Ривош, 1960 г.), однако, не установили сколько-нибудь значительных разломов у западной границы массива, что противоречит мнению о его горстовой природе. По предположению В. Г. Васильева, Срединный Камчатский массив может оказаться уступообразно приподнятым краем Охотского платформенного массива.

Б. Ф. Дьяков (1955) выделял в Срединном хребте три продольные зоны, отделенные друг от друга разрывами. Центральная зона является ядром антиклинория. Сложена она древними метаморфическими породами и состоит из трех антиклинальных складок меридионального простирания. Складки ограничены крупными продольными разрывами надвигового типа, приуроченными к их синклинальным частям. К антиклиналям тяготеют интрузивы гранитоидных пород. Западная и восточная зоны Срединного хребта сложены более молодыми, мезозойскими породами и представляют собой крылья антиклинория. Ганальский хребет также, по мнению Б. Ф. Дьякова, является горст-антиклиналом меридионального направления.

Геологическая съемка площади Срединного Камчатского массива (В. А. Ярмолюк, 1952 г.) показала в значительной степени глыбовое его строение. Кроме разломов, ограничивающих массив с запада и востока, было откартировано большое число поперечных разломов почти широтного направления со значительными сбросо-сдвиговыми перемещениями вдоль них.

Еще больше структура Срединного Камчатского массива уточнилась в результате съемок последних лет (А. Ф. Марченко, 1957—1960 гг.; М. И. Горяев, 1958—1960 гг.; М. М. Лебедев, 1958—1961 гг. и др.). На составленных геологических картах отчетливо проявилась крупная антиклиналь северо-западного простирания, сложенная в центральной части гнейсами колпаковской серии. Эта антиклиналь прослеживается от р. Колпаковой на севере до верховьев р. Быстрой на юге. Ее возможным дальнейшим продолжением является антиклинальная структура Ганальского хребта, также имеющая север-северо-западное простирание. Развитие в Ганальском хребте пород преимущественно малкинской серии может быть объяснено погружением оси антиклинория в юго-восточном направлении. Крылья антиклинали осложнены многочисленными мелкими складками, в том числе складками течения и волочения, часто затушевывающими общую структуру. Углы падения на крыльях мелких складок колеблются от 30 до 50°, но местами увеличиваются до 70 и даже 90°. В целом юго-западное крыло имеет более пологое падение; углы падения этого крыла местами уменьшаются до 10—15°. В бассейне р. Воровской северо-западная часть антиклинальной структуры срезана тектоническим нарушением, по которому наиболее древние породы колпаковской серии приведены в соприкосновение с верхнемеловыми породами. Антиклиналь, кроме того, разбита многочисленными разломами и зонами смятия, продольными, поперечными и косыми по отношению к общему простиранию складки.

http://jurassic.ru/

Восточнее располагается вторая крупная антиклинальная складка, имеющая меридиональное простирание. В ядре антиклинали обнажаются гнейсы колпаковской серии, на крыльях — кристаллические сланцы камчатской серии и малкинские филлиты. В бассейне р. Золотой, антиклиналь, по данным М. И. Горяева, имеет асимметричное строение, углы падения восточного крыла достигают 75—80°, в то время как на западном они не превышают 20—50°. В более южных районах, изученных А. Ф. Марченко, углы падения колеблются от 25 до 35° и увеличиваются до 60—70° лишь вблизи зон нарушений. Последние особенно многочисленны в северной части массива. Наиболее крупными являются продольные нарушения, имеющие направления, близкие к меридиональному, и поперечные, почти широтные. Крупнейший из широтных разломов, проходящий по рекам Облуковине и Озерновской Кирганикской, в плане имеет вид пологой дуги и прослеживается далеко на восток за пределы Срединного Камчатского массива. Вертикальное перемещение по нему составляет многие сотни метров. Вдоль разлома по р. Облуковине располагаются многочисленные минеральные источники. Почти у оси антиклинальной складки располагается потухший вулкан Хангар, кальдера которого оконтурена несколькими разломами.

Вдоль осей отмеченных двух антиклиналей распространены гранитоидные интрузивы, главным образом палеозойские(?); некоторые из них имеют значительные размеры.

Антиклинальные структуры разделены синклиналью, сложенной палеозойскими(?) образованиями. Синклиналь имеет относительно простое строение. Простирание ее северо-западное, углы падения на крыльях складки меняются в небольших пределах (от 30 до 40°); формы структуры разломы существенно не изменяют.

Строение южной части Срединного Камчатского массива в достаточной степени еще не выяснено. В этом районе проявляется общее погружение структуры на юг, благодаря чему слои малкинской серии имеют периклинальное залегание. Здесь, возможно, имеет место третья антиклинальная складка близкого к меридиональному простирания. Ось этой складки, по мнению, А. И. Шиша, проходит по левобережью р. Степановой. Вдоль предполагаемой оси складки выходят довольно крупные гранитоидные интрузивы. Пологие крылья антиклинали осложнены мелкими складками различных, в том числе и северо-западного, простираний. Северо-западному же направлению здесь следует удлинение некоторых гранитоидных интрузивов (например Гольцовского). С востока массив ограничен крупным разломом; кроме того, наблюдаются многочисленные более мелкие разломы широтного, северо-восточного и северо-западных направлений.

Южное окончание Срединного Камчатского массива перекрыто четвертичными вулканическими породами, северное — скрыто мощными древнечетвертичными вулканогенными толщами и лавами Ичинского вулкана. По предположению В. П. Мокроусова и О. Н. Толстихина (1958а), древние структуры южной части Срединного хребта, погрузившись под кайнозойские отложения, протягиваются далее на юг вдоль оси полуострова. Это подземное продолжение Срединного Камчатского массива, по мнению указанных авторов, может иметь отражение в тектонической структуре третичных отложений.

В северной части Срединного Камчатского массива погружение древних пород обусловлено, по-видимому, опусканием северных блоков вдоль разломов почти широтного направления. К северу от разлома, проходящего по р. Облуковине, ширина выхода древних пород уменьшилась почти вдвое из-за погружения их под более молодые

http://jurassic.ru/

образования. По М. И. Горяеву, одновременно с этим здесь проявляется тенденция и к погружению осей складчатых структур в северном направлении. Дальнейшее подземное продолжение структур массива, по-видимому, прослеживается на север под Тигильским поднятием.

Ганальский выступ представляет собой антиклинорий северо-западного простирания, ограниченный разломами, по которым древние породы соприкасаются с верхнемеловыми и третичными. Ось антиклинория несколько смещена к юго-западной границе массива. Ее простирание намечается от сел. Ганалы вдоль цепи гранитоидных интрузивов и выходов наиболее древних метаморфических пород. Погружение оси в юго-восточном направлении проявляется также в выполаживании слоев пород.

Породы, слагающие ганальский выступ, местами образуют простые складки северо-западного направления с углами падения крыльев 30—45°, местами сложены в крутые и опрокинутые складки, осложненные сбросами и надвигами северо-западного направления с падением поверхностей нарушений на юго-запад.

По предположению М. М. Лебедева (1959 г.), считающего, что метаморфические породы Ганальского хребта имеют верхнемеловой возраст, ось Ганальского антиклинория проходит северо-восточнее, в пределах выходов неметаморфизованных песчано-алевролитовых отложений (кихчикская серия). В пределах же собственно Ганальского массива, по мнению М. М. Лебедева, распространено юго-западное крыло антиклинория, сложенное более молодыми, но сильно метаморфизованными вулканическими породами ирунейской серии. Предположение это мало обосновано.

Развитие в Ганальском хребте вулканогенных пород отмечалось Д. С. Харкевичем, В. А. Ярмолюком, М. М. Лебедевым и другими исследователями. При общем сходстве разрезов метаморфических толщ Срединного и Ганальского хребтов, обилие в последних вулканических пород являлось формальным затруднением при сопоставлении разрезов. Эта особенность разреза Ганальского хребта указывает, по-видимому, на наличие в древней геосинклинальной системе, где сформировались отложения Срединного Камчатского и Ганальского массивов, миогеосинклинальной, более приближенной к Охотской платформе, и эвгеосинклинальной, более удаленной от платформы, зон. К последней принадлежала и площадь современного Ганальского хребта.

Срединный Камчатский массив облекается складками верхнемеловых (может быть и более древних) пород, приспосабливающимися к очертаниям массива и его структурам. За верхнемеловыми породами следуют обычно третичные. Таким образом, массив вместе с окаймляющими его молодыми складками является антиклинорием. По предположению А. Ф. Марченко и М. И. Горяева, в позднемеловое время к западу и востоку от Срединного Камчатского массива располагались прогибы, выполнявшиеся терригенными и вулканогенно-кремнистыми отложениями. Складки этих пород имеют общее меридиональное направление, параллельное границам массива. При общем меридиональном простирании верхнемеловых пород, на западном крыле антиклинория нередко проявляются кулисообразные складки северо-западного, иногда почти широтного, простирания, являющиеся, видимо, отражением складчатых и дизъюнктивных дислокаций массива. Унаследованность структурных форм хорошо выявляется на примере Крутогоровской синклинали, сложенной неогеновыми породами и имеющей северо-западное простирание, не согласующееся с общим меридиональным простиранием третичных пород к западу от массива. Синклиналь

http://jurassic.ru/

эта сформировалась на описанной выше синклинальной складке древних пород. В более центральных частях Срединного Камчатского массива третичные отложения распространены в узких межгорных впадинах, приуроченных к грабеновидным опусканиям фундамента вдоль разломов. Складки верхнемеловых пород у Срединного Камчатского массива в большинстве своем мелкие, нередко с размахом крыльев в несколько сот метров и меньше, крутые, иногда опрокинутые от контакта с породами массива. Контакты эти в большинстве случаев тектонические, сопровождающиеся местами значительными зонами смятия и цепочками массивов верхнемеловых и третичных гранитоидов. В удалении от контакта складки верхнемеловых отложений более пологие, но и здесь обычны углы наклона слоев в 30—50°. По наблюдениям А. Ф. Марченко, на третичных структурах их пространственная удаленность от массива не сказывается так резко, как на меловых. Углы падения в палеоген-нижнемиоценовых отложениях часто достигают 25—30°, а в более молодых отложениях обычно не превышают 10—15°.

В северной части района характер складчатости верхнемеловых пород меняется. Она принимает более «свободный», независимый от структур Срединного Камчатского массива, характер, что выражается прежде всего в изменении генерального простирания структур с меридионального на северо-восточное. Кроме меридиональных и широтных разломов, здесь большое развитие получают разломы восток-северо-восточного и запад-северо-западного направлений.

На юге простирание третичных и верхнемеловых пород изменяется на юго-восточное, параллельное границам Ганальского выступа.

Центрально-Камчатская вулканическая зона

Центрально-Камчатская вулканическая зона, по-видимому, приурочена к глубинному разлому, протягивающемуся почти вдоль оси Камчатского полуострова и лишь на юге выходящему к Тихому океану. В этой зоне, протяженностью более 1000 *км* и шириной от 40—50 до 100 *км* и более, верхнемеловые и кайнозойские породы представлены исключительно вулканогенными образованиями. Здесь же сосредоточено большинство интрузивных массивов Камчатки (более 80% от общего числа известных на полуострове интрузивов). На приподнятых и глубоко эродированных участках вулканической зоны на поверхности обнажаются небольшие ультраосновные интрузивы (правобережье р. Вывенки в Корякском нагорье, западная часть Срединного Камчатского массива). Сильная трещиноватость пород вулканической зоны проявляется развитием дайковых полей, рудных жил, массивов гидротермально измененных пород. Последние приурочены преимущественно к трещинам, оперяющим предполагаемый крупный разлом (или зону разломов), простирание которого обусловило образование протяженной вулканической зоны. Этот разлом относится, по-видимому, к типу открытых (для магматических продуктов) глубинных разломов, которые «являются осевыми структурами главных складчатых сооружений, объединяющихся в отчетливые дуги» [1].

Зона имеет сложную тектонику. На большей части своего протяжения это пологий антиклинорий, по форме приближающийся к сводообразному поднятию, осложненный горстовыми выступами. Складки в пределах зоны пологие, сопровождающиеся обилием расколов, что является, видимо, следствием общей жесткости вулканических пород

[1] «Материалы по тектонической терминологии». Изд-во Сиб. отд. АН СССР. Новосибирск, 1961, стр. 90.

http://jurassic.ru/

зоны. Северо-западное крыло антиклинория перекрыто мощными вулканогенными толщами молодого наложенного Срединного вулканического пояса.

У шарнира антиклинория наблюдается цепь выходов относительно древних третичных пород, сменяющихся более молодыми породами в сторону соседних прогибов. Часть выходов представляет собой горсты с внутренней антиклинальной структурой. Вулканические породы, слагающие поднятия у шарнира антиклинория, на склонах постепенно сменяются туфогенно-осадочными, выполняющими прогибы. В целом структура Центрально-Камчатской вулканической зоны напоминает таковую геоантиклинория Большой Курильской дуги, непосредственным продолжением которого зона и является.

Там, где глубинный разлом, обусловливающий развитие магматических пород, пересекает массив древних пород или блоковые поднятия верхнемеловых пород, вулканическая зона принимает наложенный характер и ее структуры приспосабливаются к местным тектоническим условиям.

Впервые зона выделена в северной части Камчатки Г. М. Власовым, В. И. Курлаевым и Ю. Ф. Чемековым (1941 г.), а затем в 1952—1953 гг. она прослежена Б. Т. Тишковым, В. Т. Дьяченко, Д. Е. Саватеевым и А. И. Юдиным в более южных районах Камчатки. В 1954—1955 гг. вулканические образования зоны встречены Ю. В. Жегаловым, Ю. В. Макаровым, А. Ф. Марченко и др. в центральных районах полуострова. В итоге выяснилось, что этот вулканический район протягивается в юго-западном направлении — от Камчатского перешейка до северного окончания Срединного Камчатского массива. Характер сочленения вулканической зоны с массивом оставался неясным.

В южной части зоны, как и на более северном протяжении, проявляются главные ее особенности: развитие вулканогенных пород, обилие гранитоидных интрузивов, большое число массивов измененных пород и рудопроявления ртути, золота, меди и других металлов.

Подавляющее большинство известных на Камчатке рудопроявлений приурочено к Центрально-Камчатской вулканической зоне. Этим определяется необходимость выделения зоны как самостоятельного структурного элемента и доказывается плодотворность идеи о Центрально-Камчатском глубинном разломе, вдоль которого магматические продукты получили доступ к поверхности. Можно отметить, что и ртутные рудопроявления правобережья р. Вывенки в Корякском нагорье располагаются, по-видимому, на северо-восточном продолжении того же Центрально-Камчатского разлома.

По представлениям большинства исследователей, в пределах зоны выделяется шесть структурных ярусов: 1) домезозойские (?) метаморфические породы, 2) верхнемеловые отложения, 3) палеоген-нижнемиоценовые отложения, 4) нижне-среднемиоценовые породы, 5) верхнемиоцен-плиоценовые отложения, 6) четвертичные вулканические образования. Главные интрузивные комплексы имеют палеозойский (?), позднемеловой и неогеновый возраст.

В связи с тем, что геологические условия значительно изменяются по простиранию Центрально-Камчатской зоны (более 1000 *км*), описание тектоники дается по тем же участкам зоны, которые были выделены при описании интрузивных пород Центральной Камчатки (последовательно с севера на юг).

Северный участок протягивается от северной границы рассматриваемой площади до р. Хайлюли. В его пределах Срединный хребет сочленяется с юго-западными отрогами Корякского нагорья. Обе эти горные области расположены на общем простирании и в структурном

http://jurassic.ru/

отношении представляют собой одно целое. Общность структур Камчатки и Корякского нагорья хорошо видна на тектонической схеме Корякско-Камчатской складчатой области, составленной в 1958 г. группой специалистов Северо-Восточного геологического управления (рис. 69). Главные структурные единицы Камчатки прослеживаются и в пределах Корякского нагорья. Цепь впадин Западного Камчатского краевого прогиба продолжается западнее Корякского нагорья до устья р. Анадырь. Причем, как и на Камчатке, структура краевого прогиба у Корякского нагорья осложняется центральным поднятием (Майнский антиклинорий). Протягивается в пределах всей Корякско-Камчатской складчатой области и Камчатско-Корякская зона поднятий, выраженная на Камчатке своеобразной структурой Центрально-Камчатской вулканической зоны. Об общности структуры Камчатки и южной части Корякского нагорья свидетельствует простирание в их пределах двух крупных прогибов (Центрального Камчатского и Восточного Камчатского), разделенных приподнятой антиклинорной структурой. На площади Корякского нагорья (на Олюторском полуострове) продолжается и своеобразная вулканическая область, приуроченная к гористым полуостровам Камчатки (Шипунский, Кроноцкий, Камчатского Мыса).

Образование перерыва в простирании горных цепей на месте камчатского перешейка связано с развитием здесь непрочных позднеогеновых и четвертичных отложений. Тектонической же предпосылкой к этому было значительное погружение более древних пород, связанное или с опусканием оси Камчатско-Корякского антиклинория или с оседанием крупного тектонического блока. В пользу последнего говорит общее «мозаичное» строение района с большим количеством крупных разрывных нарушений. Развитию глыбовой тектоники, видимо, способствовало преобладание в разрезе жестких вулканогенных пород. Резко оканчиваясь у камчатского перешейка, юго-западные отроги Корякского нагорья окаймляются миоценовыми вулканогенными породами, что создает впечатление «обрубленности» здесь структур Корякского нагорья разломами, движения по которым, возможно, происходили в миоцене. С этим согласуется расположение рядом Пусторецкой впадины, выполненной неогеновыми отложениями. На другой стороне камчатского перешейка, уже в пределах Камчатского полуострова, позднеогеновые отложения перешейка резко сменяются соприкасающимися с ними по разломам верхнемеловыми вулканогенными породами. Последние относятся к крупному поднятому блоку, орографически представляющему собой самую северную часть Срединного хребта.

Таким образом, орографическое обособление структур Корякского нагорья и Срединного хребта произошло, по-видимому, с участием разломной тектоники и блоковых перемещений.

К югу от камчатского перешейка, в центральной части Камчатки на протяжении около 200 *км* почти непрерывно простираются сильно нарушенные верхнемеловые породы. Выходы этих пород в так называемом Лесновском поднятии резко обрываются поперечным, почти широтным разломом, намечающимся по линии р. Палана—р. Панкара (Двали, 1955). Внутреннюю структуру поднятия верхнемеловых пород к северной части Камчатского полуострова невозможно было выяснить проведенными здесь мелкомасштабными геологическими съемками. Установлено лишь развитие в верхнемеловых породах мелких крутых (с наклоном крыльев 50—80°) складок северо-восточного направления и большого числа разломов со значительными перемещениями вдоль них. Простирания разломов главным образом северо-восточные, северо-западные и почти широтные. По наблюдениям М. Ф. Двали (1939), в бассейне р. Лесной складки верхнемеловых отложений имеют тенденцию к опро-

http://jurassic.ru/

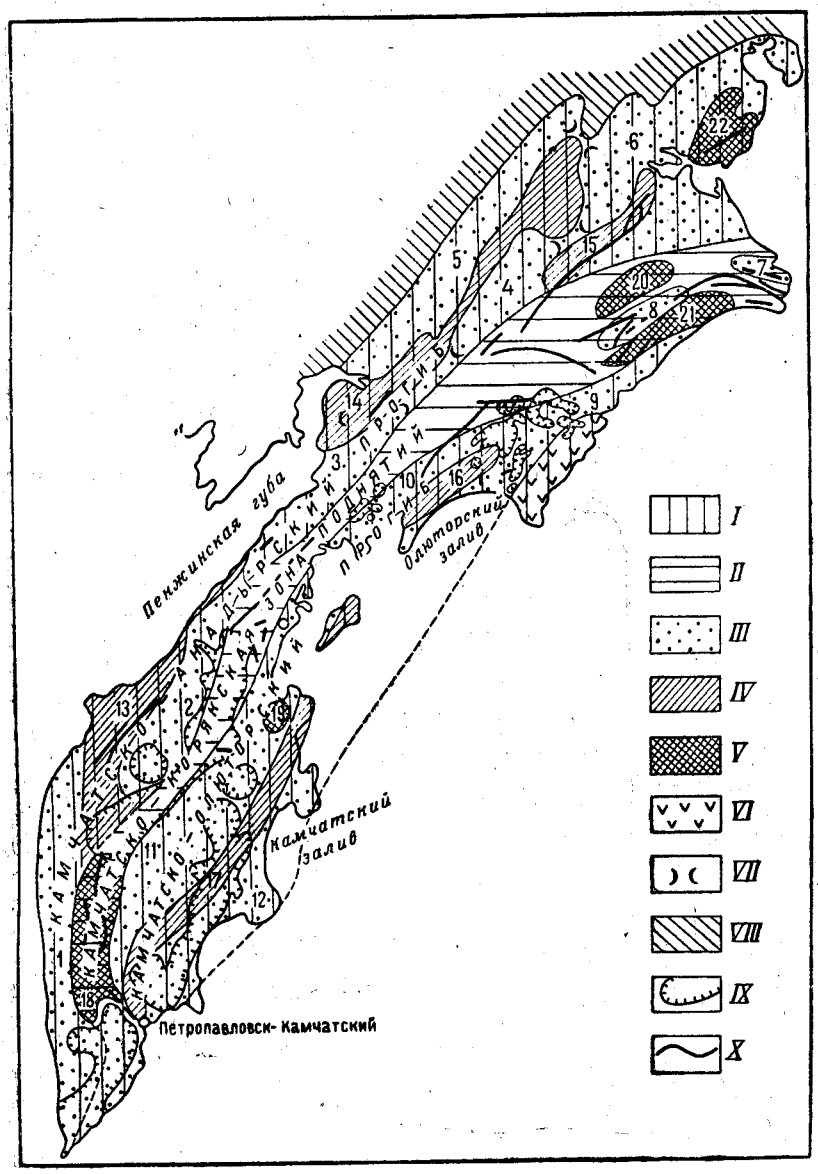


Рис. 69. Схема тектонического районирования Корякско-Камчатской складчатой области. Составлена геологами СВГУ под редакцией В. Г. Васильева

Структуры первого порядка: *I* — прогибы, *II* — зоны поднятий. Структуры второго порядка: *III* — впадины: *1* — Большерецкая, *2* — Паланская, *3* — Парапольская, *4* — Ваегинская, *5* — Пенжинская, *6* — Анадырская, *7* — бухты Угольной, *8* — Верхне-Хатырская, *9* — Олюторско-Хатырская, *10* — Ильпинская, *11* — Центрально-Камчатская, *12* — Восточно-Камчатская; *IV* — поднятия: *13* — Тигильское, *14* — Таловско-Майнская зона, *15* — Рарыткинское, *16* — Пылгинское, *17* — Валагинская зона; *V* — срединные массивы: *18* — Камчатский, *19* — Хавывенский, *20* — Варапилинский, *21* — Средне-Хатырский, *22* — Золотого хребта; *VI* — Шипунско-Олюторская зона поднятий; *VII* — седловины, разделяющие впадины; *VIII* — обрамление Корякско-Камчатской складчатой области; *IX* — контуры площадей распространения мощных четвертичных вулканических пород; *X* — тектонические нарушения

http://jurassic.ru/

кидыванию на северо-запад. Некоторыми исследователями (Г. И. Агальцовым, Л. И. Тихомировым и др.) предполагается антиклинальное строение поднятия, но положение оси антиклинали показывается ими условно.

Центрально-Камчатская вулканическая зона проходит вдоль восточной границы поднятия, частично накладываясь на него. Неогеновые вулканические породы почти без перерыва протягиваются далее через камчатский перешеек в юго-восточную часть Корякского нагорья, где наблюдаются на некотором протяжении вдоль правого берега р. Вывенки. Далее в приподнятой части Корякского нагорья молодые эффузивные породы почти отсутствуют и глубинный разлом проявляется в виде полосы верхнемеловых вулканогенных пород с цепью ультраосновных и основных интрузивов. Полоса эта располагается, по Л. А. Снятkову, на юго-восточном крыле Энычаваямского антиклинория, сложенного осадочными и вулканогенно-кремнистыми породами верхнего мела. Углы падения складок, составляющих антиклинорий, по данным Ю. В. Макарова, изменяются от 30—50 до 60—80°.

В пределы Центрально-Камчатской вулканической зоны в начале неогена вошла крайняя западная часть Центрального Камчатского синклинория. Верхнеолигоценовые осадочные отложения на побережье пролива Литке перекрываются нижнемиоценовыми и более молодыми вулканогенными породами. Видимо, в начале миоцена окраина прогиба была вовлечена в поднятие и присоединилась к вулканической области.

К югу от предполагаемого поперечного разлома, ограничивающего поднятие верхнемеловых пород, вулканическая зона продолжается в виде пологой антиклинальной структуры, сложенной неогеновыми вулканическими породами и имеющей общее погружение на юго-запад.

Простирание Центрально-Камчатской вулканической зоны в пределах всего Северного участка проявляется выходами интрузивных массивов, размеры которых варьируют от мелких штоков с поперечниками в первые сотни метров до сравнительно крупных тел с площадью выхода до 100 *км*^{2} и более. Интрузивы частично располагаются вдоль разломов в виде цепочек северо-восточного направления. На глубине интрузивные массивы могут соединяться в более крупные тела. Об этом можно предполагать по приуроченности выходов интрузивов к эрозионным врезам речных долин, причем наиболее глубокие врезы характеризуются соответственно и большими площадями выходов интрузивных пород (бассейны рек Русаковой, Ивашки, Дранки).

Складчато-глыбовое строение Северного участка обусловило его довольно пеструю металлогеническую характеристику. В зависимости от степени эродированности геологических структур меняется состав рудопроявлений — от наиболее глубинных и высокотемпературных медно-молибденовых до приповерхностных низкотемпературных золотых, ртутных и серных.

Центральный участок включает дальнейшее юго-западное продолжение Центрально-Камчатской вулканической зоны до ее причленения к Срединному Камчатскому массиву древних пород. Длина участка по простиранию около 400 *км*. Орографически он представляет собой центральную часть Срединного хребта.

Водораздельный гребень Срединного хребта ранее рассматривался как молодое вулканическое сооружение, располагающееся в осевой части крупного прогиба. Существенные поправки в эти представления внесли работы Ю. В. Макарова, Ю. В. Жегалова, В. М. Никольского, А. Ф. Марченко, М. И. Горяева и В. Н. Бондаренко.

Ю. В. Макаровым и М. И. Горяевым, работавшими в районе северного окончания Срединного Камчатского массива, установлена последовательная смена от этого массива на северо-восток древних пород

http://jurassic.ru/

более молодыми (верхнемеловыми, а затем палеогеновыми и неогеновыми). Это указывало на погружение структур Срединного антиклинория в северо-восточном направлении. Далее на северо-восточном продолжении антиклинория, по наблюдениям Ю. В. Жегалова и В. Н. Бондаренко, среди неогеновых отложений располагаются лишь отдельные выходы палеоген-нижнемиоценовых пород, представляющие собой горстовые поднятия, выраженные хребтами Козыревским и Быстринским. Полоса с выходами древних пород в целом смещена от водораздела Срединного хребта на юго-восточный склон. Водораздел же хребта представляет собой цепи молодых, главным образом четвертичных, вулканов.

Ю. В. Жегалов, В. М. Никольский и А. Ф. Марченко обнаружили на продолжении горстовых поднятий Козыревского и Быстринского хребтов многочисленные новые участки с выходами палеоген-нижнемиоценовых пород, указывающие на проявление свода антиклинальной структуры, несколько смещенного с водораздела Срединного хребта на его юго-восточный склон. Общая антиклинальная структура Срединного хребта в пределах Центрального участка проявляется пологим падением неогеновых пород на юго-восток и северо-запад от водораздела хребта. К северо-востоку от Срединного Камчатского массива площади выходов относительно древних—палеоген-нижнемиоценовых пород сокращаются, что обусловлено общим погружением оси антиклинория в этом направлении. Несколько севернее вулкана Алней, наоборот, плиоценовые и верхнемиоценовые породы начинают уступать место среднемиоценовым и палеоген-нижнемиоценовым, что соответствует новому подъему оси антиклинальной складки.

Палеоген—нижнемиоценовые вулканические породы чаще сложены в относительно пологие брахискладки с углами падения крыльев до 20—30°, разбитые большим числом разломов. Углы наклона слоев у разломов местами достигают 40—60°, иногда слои почти вертикальны (например в истоках р. Кунхилок, на р. Поворотной и в других пунктах). По данным Ю. В. Жегалова, складки в породах анавгайской серии имеют преимущественно северо-восточное, реже северо-западное простирание; длина их до 5—7 *км*, ширина 1—1,5 *км*. В пластичных туффитах местами наблюдается мелкая гофрировка с небольшими (1—5 *см*) опрокинутыми складками, которые, по мнению Ю. В. Жегалова, обясняются подводным сползанием рыхлых осадков непосредственно после их отложения.

Углы падения крыльев складок более молодых — среднемиоценовых и верхнемиоцен-плиоценовых—вулканических пород обычно не превышают 10—15°, в исключительных случаях они достигают 30—40°. Размеры складок по простиранию редко больше 3—5 *км*, простирание их северо-восточное, иногда близкое к меридиональному, изредка северо-западное.

Горстовые поднятия, выраженные теперь Быстринским и Козыревским хребтами, представляли своеобразные приподнятые тектонические структуры и в алнейское время, судя по приуроченности к ним позднемиоценовых и плиоценовых вулканических очагов. По материалам Ю. В. Жегалова и Л. И. Лапшиной, на площади Быстринского хребта наблюдаются наибольшие мощности пород алнейской серии, представленных здесь преимущественно пирокластическими отложениями, причем более кислого состава, чем лавы и туфы соседних районов. Приуроченность центров извержения кислого пирокластического материала алнейской серии к горстовым поднятиям Козыревского хребта наблюдалась М. М. Василевским и Г. М. Власовым в 1957 г. и В. Н. Бондаренко в 1958 г. По-видимому, на протяжении той же зоны плиоценовых вулканов располагаются мощные накопления грубообломочно-пиракла-

http://jurassic.ru/

стического материала в верховьях р. Кирганик (бассейны рек Березовой, Озерновской Кирганикской). В противоположном, северо-восточном направлении, почти на простирании Быстринского хребта, находится плиоценовый вулкан Алней, возобновлявший деятельность и в четвертичное время. Возможно, что в цепи вулканов, протягивающейся далее на северо-восток вдоль современного водораздела Срединного хребта, имеются не только четвертичные, но и более древние—неогеновые вулканы. Вулканические аппараты Срединного хребта, особенно его центральной и северной частей, до сих пор остаются почти не изученными.

Четвертичные вулканические породы, в частности древнечетвертичные андезиты и базальты, бронирующие самую высокую выровненную поверхность района, лежат почти горизонтально, хотя, несомненно, тоже дислоцированы. С наиболее высокой вершины перевала между реками Быстрой, Сухарики, Кимитиной, Ичей в ясную погоду видно, что подошва покрова четвертичного эффузивного комплекса выгнута в виде очень пологого свода, вершина которого совпадает примерно с осевой линией горстового поднятия Козыревского хребта, а пологие крылья наклонены на северо-запад и юго-восток под небольшими, почти неощутимыми углами. Унаследованное от третичной эпохи поднятие осевой части описываемой зоны устанавливается также работами В. Н. Бондаренко.

Одним из подтверждений существования вдоль вулканического хребта Центральной Камчатки глубинного разлома северо-восточного направления является закономерное оперение этого разлома более мелкими разрывами, сопровождающимися гидротермально измененными породами. Эти оперяющие разломы с измененными породами развиты преимущественно в двух направлениях: ССВ 10—20° и СЗ 330°. Разломы того и другого направлений в свою очередь сопровождаются системами трещин, располагающимися примерно под углом в 45° к их простиранию. Так, северо-восточным разломам свойственны направления трещин СВ 60° и СЗ 330—340°, северо-западным СВ 10—15° и З 270°. Вдоль всех этих трещин располагаются гидротермально измененные породы. Величина смещения пород по трещинам незначительная, и в тех редких случаях, когда ее оказывалось возможным определить, составляла несколько метров. У трещин часто наблюдаются брекчированные породы. Весьма многочисленны на участке интрузивные массивы диоритов, гранодиорит-порфиров, диоритовых порфиритов, монцонитоидов, а также экструзивы роговообманковых андезитов, дацитов и липаритов, часто располагающиеся вдоль главных разломов северо-восточного направления. Редко встречающиеся дайки базальтов обычно приурочены к широтным трещинам.

По мере приближения к Срединному Камчатскому массиву метаморфических пород направление глубинного разлома изменяется на меридиональное, соответственно меняется и ориентировка оперяющих трещин. В истоках рек Быстрой Козыревской и Копылье главными направлениями трещин являются меридиональное, северо-западное и северо-восточное. Все эти нарушения сопровождаются интрузиями диоритов, гранодиоритов, дайками и экструзиями диоритовых порфиритов, андезито-дацитов, липаритов, а также сильными гидротермальными изменениями пород.

Южнее, в верховье р. Правый Кирганик, по данным И. Н. Ильченко, преобладающими направлениями разломов являются меридиональное, северо-восточное и северо-западное. Значительно слабее выражены трещины широтного простирания. Еще южнее наиболее крупные разломы имеют меридиональное и широтное или близкое к широтному

http://jurassic.ru/

простирание. Развитие широтных трещин связано с влиянием Срединного Камчатского массива, в котором распространены поперечные широтные разломы, разделяющие массив на ряд блоков.

Место сочленения вулканической зоны со Срединным Камчатским массивом (бассейн р. Кирганик) является сложным тектоническим узлом, характеризующимся сильной общей трещиноватостью пород, развитием густой сети даек, большим количеством рудопроявлений. Последние имеются и в других районах Центрального участка, причем состав руд в значительной степени зависит от степени эродированности структур. Нижним структурным ярусам свойственны медные и медно-молибденовые рудопроявления, средним — полиметаллические и золото-серебряные, верхним — ртутные и серные.

Срединный участок Центрально-Камчатской вулканической зоны протягивается в меридиональном направлении вдоль восточной границы Срединного Камчатского массива на протяжении около 150 *км*. Большая сложность тектонического строения участка связана с сочленением здесь таких разнородных тектонических элементов, как жесткий срединный массив и молодая вулканическая зона. Там, где вулканическая зона северо-восточного направления подходит к меридиональному Срединному Камчатскому массиву, на последний накладывается система разломов с многочисленными интрузивными проявлениями. Южнее господствующее значение приобретают характерные для массива меридиональные и широтные разломы, к которым приурочиваются как непосредственно на площади массива, так и по-соседству с ним молодые рудопроявления. Кроме меридиональных и широтных разломов, в пределах массива довольно распространены разломы север-северо-западного направления, отражающие преобладающее простирание структур метаморфических пород (разлом по р. Левой Колпаковой). Меридиональное направление в пределах всего Срединного участка свойственно также и складкам верхнемеловых и третичных вулканических пород, протягивающимся к востоку от массива. Близость жесткого массива отразилась на этих складках их крутизной и сильной нарушенностью сбросами. Особенно сильно дислоцированы верхнемеловые эффузивно-пирокластические и туфогенно-кремнистые породы ирунейской серии. Углы падения крыльев складок в этих породах обычно превышают 45—60°. Судя по опрокинутости некоторых складок верхнемеловых отложений, в них, возможно, имеются и надвиги. Не совсем ясно структурное положение кирганикской эффузивно-пирокластической толщи. Складки ее пород также характеризуются меридиональным простиранием, но, в общем, толща менее дислоцирована, чем ирунейская серия. Самостоятельный структурный ярус представляет вулканогенная анавгайская серия, породы которой сложены в пологие брахискладки с более крутым залеганием слоев у разломов. Верхняя граница этого яруса достаточно не выяснена: часть анавгайской серии, представленная кислыми эффузивами и туфами березовской свиты, отделяется от нижележащих вулканических пород несогласием. Два верхних структурных яруса представляют собой пологоскладчатые верхнемиоцен-плиоценовые вулканические породы и практически горизонтально лежащие четвертичные вулканические породы.

Тела молодых магматических пород в пределах Срединного Камчатского массива чаще располагаются в виде цепочек вдоль меридиональных разломов. Мридиональному направлению обычно бывают подчинены и наиболее крупные зоны гидротермально измененных пород. Дайки же и отдельные обогащенные рудные зоны нередко следуют широтным трещинам. Хорошим примером является рудная зона с медно-молибденовым прожилково-вкрапленным оруденением в верховьях

http://jurassic.ru/

рек Лунтоса и Воровской. Эта зона, протягивающаяся в меридиональном направлении среди метаморфических пород Срединного Камчатского массива, представляет собой полосу сильно измененных гидротермальной деятельностью пород шириной от 200—300 *м* до 1,5—2,0 *км* и протяженностью более 12 *км*. В пределах этой полосы наблюдается большое число поперечных, широтных даек диоритовых порфиритов мощностью от нескольких метров до 10—15 *м*, наклоненных на север под углом 50—70°. Зальбанды этих даек являлись главными путями движения гидротерм. Такое залегание даек обусловлено внутренней структурой вмещающих их интрузивных пород, именно — развитием в массиве этих пород резких трещин отдельности, падающих на север под углом 50—70°.

Еще более пологое (30—40°) залегание наклонных пластообразных залежей диоритовых порфиритов и гранодиорит-порфиров, наиболее близких по возрасту к полиметаллическим рудам, наблюдалось в верховьях р. Кирганик в гранитоидном массиве, где ориентировка этих интрузивных залежей также совпадает с наклоном отдельности во вмещающих интрузивных породах. На правобережье р. Яковской (приток р. Озерновской Камчатской) свита пологозалегающих даек диоритовых порфиритов и роговообманковых андезитов, часто с ртутным оруденением у зальбандов, залегает согласно со структурой кирганикской (?) вулканогенной толщи.

Таким образом, на площади Срединного участка тектонические трещины, используемые магмой для подъема к поверхности, являются в значительной степени унаследованными от древних разломов в метаморфических породах и лишь частично обусловлены более молодой тектоникой, структурой вулканогенных толщ, характером трещин отдельности в интрузивах и т. д. При этух условиях точное оконтуривание полосы вулканической зоны в пределах Срединного Камчатского массива представляет большие трудности: местами наложенные разломы с молодыми вулканическими породами проявляются и на западном склоне Срединного хребта (например в верховьях р. Крутогоровой). Тем не менее простирание молодой вулканической дуги с восточной стороны Срединного Камчатского массива хорошо устанавливается по ряду признаков. Главным признаком является вулканогенный характер верхнемеловых и третичных стратифицирующихся толщ. Там, где протягивается зона, распространены эффузивно-пирокластические породы с очень небольшим количеством осадочно-туфогенных пород. К западу от вулканической зоны на площади Срединного Камчатского массива развиты преимущественно грубообломочные третичные отложения межгорных впадин (барабская свита); к востоку, в сторону Центрального Камчатского прогиба, вулканогенные породы постепенно сменяются туфогенно-осадочными морскими отложениями.

Не менее характерна для простирания вулканической зоны цепь молодых интрузивов, сопровождающих полосу вулканогенных верхнемеловых и третичных пород. Значительное число интрузивов сосредоточено вне массива, у его границы, но часть их находится на площади массива и приурочена к разломам. Хорошо прослеживается простирание вулканической зоны также по массивам гидротермально измененных пород. Эти породы приурочены к разломам и сосредоточены преимущественно в пределах вулканической области, хотя местами распространяются далеко за ее пределами вследствие наложения молодых вулканических процессов на древние породы. В связи с более глубоким эрозионным врезом осветленные измененные породы типа вторичных кварцитов, характерные для более северных районов зоны, на площади

http://jurassic.ru/

Срединного Камчатского массива уступают место темно-зеленым пропилитам.

Таким образом, положение глубинного разлома, контролирующего распределение вулканических пород зоны, намечается вдоль восточной границы Срединного Камчатского массива, у его сопряжения с Центральным Камчатским прогибом.

Малко-Петропавловский участок. К югу от сел. Малки все структурные элементы Центрально-Камчатской вулканической зоны поворачивают к востоку. Особенно отчетливо этот поворот проявляется на широте сел Ганалы и Малка. Далеко к востоку протягивается Ганальский выступ метаморфических пород, контакт которого с третичными вулканическими породами проходит несколько южнее с. Коряки. Поворачивают на юго-восток, параллельно контакту Ганальского массива, слои верхнемеловых и третичных пород. Юго-восточное направление между с. Малка и г. Петропавловском приобретают и наиболее крупные разломы как в метаморфических, так и в более молодых породах. Юго-восточное направление имеют от 54° с. ш. также и цепи молодых интрузивов, следующие вулканической зоне и располагающиеся вдоль разломов.

Изгиб на восток испытывают на юге и другие соседние крупные структуры Камчатского полуострова. Так, меридиональное простирание третичных осадочных отложений Западной Камчатки к югу от р. Большой сменяется на юго-восточное. Резко поворачивает к востоку близ г. Петропавловска и Восточный Камчатский антиклинорий, сложенный верхнемеловыми и палеоген-нижнемиоценовыми породами. К северу от Петропавловска протягиваются Авачинско-Корякский и Жупановский ряды действующих вулканов северо-западного направления. Южнее располагается такого же направления ряд с вулканами Мутновским и Горелым.

Северо-западное направление Малко-Петропавловской зоны дислокаций подчеркивается ее геоморфологическими особенностями и донным рельефом прилегающих частей Тихого океана. Такую ориентировку имеет Южно-Быстринский хребет и тектоническая долина р. Авачи. У выхода зоны к берегу океана имеется желобообразное углубление дна, отходящее от Курило-Камчатской впадины и направляющееся в сторону Авачинской губы. Почти на продолжении зоны в Тихом океане находится подводный хребет, описанный П. Л. Безруковым и Г. Б. Удинцевым (1955в) и Г. Менардом (Menard, 1956). Все особенности Малко-Петропавловской зоны дислокаций указывают на сходство ее с известной структурой Фосса Магна (Великий Ров) Японии, связанной в какой-то мере с причленяющейся с востока к Японским островам Марианской островной дугой.

Разрезы третичных отложений в районе с. Малка — г. Петропавловск тождественны разрезам вулканогенных толщ Центрально-Камчатской зоны в более северных районах полуострова (Л. И. Тихомиров, В. И. Тихонов, Н. К. Архангельский и др.). Это также доказывает поворот зоны к востоку и приближение ее к берегу Тихого океана на юге Камчатки.

Отдельные тектонические блоки Малко-Петропавловской зоны ступенеобразно снижаются на юго-запад (В. Н. Бондаренко и С. Е. Апрелов). Крайнее северо-восточное положение занимает наиболее приподнятый Ганальский массив, вытянутый в северо-западном направлении и сложенный наиболее древними породами. К нему по разлому примыкает с юго-запада менее приподнятый блок Южно-Быстринского хребта, в сложении которого преимущественное участие принимают палеоген-нижнемиоценовые породы. Этот блок по разлому

http://jurassic.ru/

северо-западного направления граничит с распространенными к юго-западу от него, в бассейне рек Банной и Карымчиной, среднемиоценовыми и верхнемиоцен-плиоценовыми породами.

Поднятие Южно-Быстринского хребта и располагающаяся к юго-западу от него площадь являются, по В. Н. Бондаренко, фациальными зонами, различия между которыми особенно проявились начиная с миоцена. Северо-восточная площадь (Южно-Быстринский хребет) соответствовала относительно глубокому прогибу, в котором преобладало отложение черных илистых осадков. Юго-западная площадь относилась к мелководной прибрежной, иногда осушавшейся части бассейна, где в отложениях встречаются маломощные угольные слои.

Взаимоотношения между двумя охарактеризованными фациальными зонами в общем те же, что существовали в более северной части Камчатки между структурным поднятием Центрально-Камчатской вулканической зоны и соседним бассейном Центрального Камчатского прогиба. Сходство усиливается благодаря одинаковому составу отложений верхнеолигоцен-нижнемиоценового бассейна (черные илы) как на севере, так и на юге Центральной Камчатки. Очевидно, узкий бассейн с развитием черных илов, протягивавшийся в средней части Центрального Камчатского прогиба рядом с вулканической зоной, продолжался и в более южных районах Камчатки, включая и Малко-Петропавловский участок. Это обстоятельство является еще одним доказательством продолжения Центрально-Камчатской вулканической области вдоль Южно-Быстринского хребта.

Общая структура Южно-Быстринского хребта, по В. Н. Бондаренко, первоначально представляла собой антиклинорий с крутыми углами падения крыльев. В результате последующих движений, главным образом блоковых, структура его значительно осложнялась, образовалось большое количество разломов и флексурных изгибов. Кроме северо-западных, довольно распространены разломы северо-восточные и север-северо-восточные почти меридиональные. Некоторые из них представляют собой термальные линии с многочисленными выходами горячих минеральных вод (реки Паратунка, Налычева). Главные структуры в палеоген-нижнемиоценовых отложениях были образованы в предсреднемиоценовое время. Среднемиоценовым породам присуща значительно более спокойная складчатость, что хорошо видно в обнажениях р. Гришкиной, где пологонаклоненные слои среднемиоценовых пород лежат несогласно на опрокинутых складках палеоген-нижнемиоценовых отложений (рис. 70).

К юго-западу от Южно-Быстринского хребта палеоген-нижнемиоценовые породы образуют, по-видимому, синклинальную складку с довольно крутыми крыльями. На нижнем миоцене несогласно лежит слабо дислоцированный среднемиоценовый вулканогенный комплекс; углы падения слоев его не превышают 10—12°. Верхнемиоценовые и плиоценовые вулканические породы почти не затронуты пликативными дислокациями, хотя вертикальные перемещения вдоль разломов в плиоценовое и четвертичное время имели большой размах. В древнечетвертичное время образовался грабен долины р. Быстрой. Разломы, ограничивающие его, пересекают плиоценовые эффузивные породы, а среди отложений грабена обнаружены древнечетвертичные отложения. Вертикальные перемещения по разломам грабена за четвертичное время достигают, по предположению В. Н. Бондаренко, 500 *м*. Близкое во времени образование представляет, видимо, Начикинская депрессия, заполненная большими массами четвертичного рыхлого обломочного материала, снесенного с Южно-Быстринского хребта, испытавшего в четвертичное время поднятия по омоложенным разломам. По мате-

http://jurassic.ru/

риалам А. Н. Сирина (1960), долина р. Паратунки представляет собой грабен, ограниченный меридиональными разломами и осложненный молодыми разломами северо-западного направления.

С четвертичными движениями, вероятно, связано образование впадины Авачинской губы. Ряд ее особенностей говорит о том, что она действительно может представлять собой вулканогенно-тектоническую депрессию кальдерного характера, как полагал К. И. Богданович. Об этом свидетельствуют: прямолинейный сбросовый характер некоторых отрезков берега губы (например у Никольской горы), наблюдающиеся

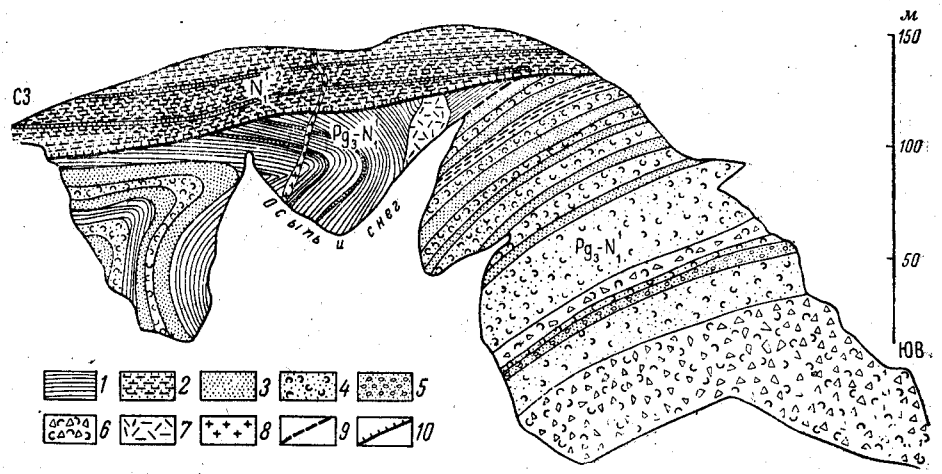


Рис. 70. Взаимоотношения отложений анавгайской серии (Pg_3—N_1^1) с вышележащей березовской свитой (N_1^{1-2}) в разрезе р. Гришкиной (Южно-Быстринский хребет). По В. Н. Бондаренко

1 — аргиллиты; *2* — алевролиты; *3* — песчаники; *4* — псаммитовые туффиты; *5* — туфогенные гравелиты; *6* — андезитовые лавобрекчии; *7* — альбитофиры; *8* — диоритовые порфириты; *9* — поверхность надвига; *10* — поверхность размыва и углового несогласия

местами по берегам гидротермально измененные породы (бухта Авача), прикратерный характер останца вулкана в Авачинской губе — о. Хлебалкина, сложенного крупными базальтовыми бомбами и агглютинатами. В пользу тектонического происхождения Авачинской губы говорит и расположение ее на направлении подводного трога, отходящего от океанической впадины. Через Авачинскую губу проходит так называемая «кальдерная линия» Камчатки, вдоль которой располагаются крупнейшие кальдеры полуострова. Имеются и другие мнения о ее происхождении. Так, А. Е. Святловский считает Авачинскую губу ингрессионной формой, обусловленной затоплением океаном эрозионной тектонической впадины, лежащей на продолжении депрессии долины р. Авачи.

Многочисленные гранитоидные интрузивы Малко-Петропавловского участка Центрально-Камчатской вулканической зоны располагаются вдоль разломов и имеют северо-западное удлинение. У молодых разломов часто располагаются экструзивные купола, сложенные роговообманковыми андезитами, дацитами, липаритами. Некоторые из них могут представить практический интерес в отношении нахождения перлитового сырья. У крупных разломов имеются проявления ртутных руд, а также кварцево-карбонатные жилы, содержащие золото.

Изучение Малко-Петропавловской зоны поперечных дислокаций, определение причины и времени ее возникновения, выяснение истории

http://jurassic.ru/

ее развития, — представляют одну из интереснейших тектонических проблем Камчатки.

Южный участок (Южно-Камчатский антиклинорий). Структура южного отрезка зоны отчетливо антиклинальная, но разбитая крупными разломами, главным образом северо-восточного, широтного и северо-западного направлений. Эти расколы хорошо проявляются в очертаниях береговой линии, а также в расположении минеральных источников и даек. По наблюдениям М. А. Фаворской, широтные нарушения являются наиболее ранними. Д. С. Харкевич (1940а) считал, наоборот, широтные разломы наиболее молодыми. Берег Камчатского полуострова примерно совпадает с осью Южно-Камчатского антиклинала, юго-восточное крыло которого находится на акватории Тихого океана, почему в прибрежной полосе преобладает падение слоев на северо-запад под углами от 20—30 до 40—60°. Общее падение третичных пород на северо-запад устанавливается и по смене в этом направлении палеоген-нижнемиоценовых пород более молодыми среднемиоценовыми и верхнемиоцен-плиоценовыми вулканическими породами. Последние распространяются до западного берега полуострова, где они лежат почти горизонтально, со слабым уклоном в сторону Охотского моря. Таким образом, структура крайней южной части Камчатки представляется в виде моноклинали с северо-западным падением и последовательной сменой древних пород более молодыми в направлении от Тихого океана к Охотскому морю. Общая структура юго-восточной Камчатки затушевывается наложением на нее мощных эффузивно-пирокластических толщ Восточного вулканического пояса.

Из-за сильной нарушенности ориентировка слоев неогеновых вулканических пород Юго-Восточной Камчатки часто меняется. М. А. Фаворская, Н. К. Волчанская и другие исследователи, работавшие на небольшом участке восточного побережья Камчатки у бухты Большой Саранной (1959—1960 гг.), пришли к заключению о преобладающем широтном простирании структур на этой площади и о последующем наложении на широтные структуры более мелких складок меридионального простирания. Однако при пологой брахискладчатости, свойственной третичным вулканическим толщам, выяснить преобладающее простирание складок на небольшом участке вообще невозможно. Геологической съемкой (С. Е. Апрелков), охватившей более обширную площадь, устанавливается главное меридиональное направление складок. Представления о широтной складчатости в районе бухты Большой Саранной обусловлены, по-видимому, прохождением здесь широтной зоны разломов вдоль р. Малой Саранной, сопровождающейся многочисленными экструзивами, полями гидротермально измененных пород, местными изгибами простирания слоев. Пологозалегающие неогеновые эффузивные толщи разделены глубокими широтными долинами рек на поля с широтным удлинением, что еще более усиливает иллюзию складок этого направления.

Структурные ярусы в пределах Южного участка достаточно четко еще не выделены. Более сильная дислоцированность палеоген-нижнемиоценовых образований по сравнению со среднемиоценовыми свидетельствует об угловом несогласии между этими толщами. Существование последнего подтверждается также тем, что крупные интрузии, прорывающие палеоген-нижнемиоценовые отложения, перекрываются с размывом среднемиоценовыми. Главные тектонические структуры района были обусловлены движениями раннемиоценовой (курильской) фазы складчатости. Большим количеством фактов обосновывается существование углового несогласия между среднемиоценовыми и верхнемиоцен-плиоценовыми образованиями, так же как между последними

http://jurassic.ru/

и четвертичной эффузивно-пирокластической толщей. Но несогласие между этими толщами проявляется слабо из-за очень пологого залегания слоев: углы падения их редко превышают 10—15°.

Дальнейшее юго-западное простирание вулканической зоны намечается за пределы Камчатского полуострова вдоль Большой Курильской гряды. С этим согласуется характер третичных вулканических толщ Северных Курильских островов и состав известных там рудопроявлений. Южно-Камчатский антиклинорий, проходящий вдоль берега Юго-Восточной Камчатки, непосредственно продолжается на острова Шумшу и Парамушир.

Как видно из приведенного выше описания, Центрально-Камчатская вулканическая зона везде сохраняет свои главные особенности, а именно: преимущественно вулканогенный состав верхнемеловых и третичных толщ, сравнительно пологую складчатость вулканических пород, большое число разрывных нарушений, закономерное распределение разломов, оперяющих общий глубинный разлом, расположение вдоль глубинного разлома цепей молодых интрузивов, зон гидротермально измененных пород и рудопроявлений. Большинство этих особенностей свойственно и Большой Курильской дуге.

Тенденция к поднятию, почти постоянно проявлявшаяся в зоне, обусловила ее в общем антиклинальное строение. По отношению к окаймляющим прогибам зона представляет собой область поднятия с выходами более древних пород в ее центральной части. По направлению к прогибам вулканические породы сменяются туфогенно-осадочными, континентальными и прибрежно-морскими отложениями. Снизу вверх по разрезу верхнемеловых и третичных толщ наблюдается отчетливая смена глубоководных морских отложений мелководными до преимущественно континентальных в конце плиоцена. В прогибах распространены главным образом морские осадочные толщи, обломочный материал которых частично заимствован при размыве вулканических сооружений антиклинория Центральной Камчатки. Очевидно, на протяжении значительной части кайнозойского времени Центрально-Камчатская зона представляла собой островную вулканическую дугу, превратившуюся в позднем неогене в вулканический хребет.

ЗАПАДНАЯ КАМЧАТКА

Рассматриваемая структурно-фациальная зона охватывает западную, охотскую, часть Камчатского полуострова. Она простирается почти от мыса Лопатки до камчатского перешейка и далее протягивается вдоль северо-западного края Корякского нагорья. В орографическом отношении в южной части это Западно-Камчатская равнина с предгорьями Срединного хребта; на севере—слабо всхолмленная местность с отдельными эрозионно-тектоническими возвышенностями. Восточной границей зоны служат предгорья Срединного хребта, протягивающегося вдоль Камчатско-Корякского антиклинория. Ширина равнины достигает 170 *км*, местами она суживается до 30—40 *км*.

В тектоническом отношении зона представляет собой краевой прогиб, развившийся на краю Охотской платформы. Под осадочными отложениями прогиба (см. рис. 66) лежит погруженная часть платформы, сложенная породами, по своей магнитной характеристике близкими к обнажающимся в Срединном Камчатском массиве.

Отложения, выполняющие прогиб, делятся на четыре структурных яруса. Первый ярус включает верхнемеловые породы, дислоцированные движениями камчатской фазы ларамийской складчатости. Дислокации пород носят интенсивный складчато-глыбовый характер; они

http://jurassic.ru/

собраны в складки северо-восточного простирания с углами падения крыльев от 30 до 70—80°. Меловые породы выступают на дневную поверхность в виде узких, изолированных друг от друга полос, вытянутых в северо-восточном и меридиональном направлениях. Выходы верхнемеловых пород окаймляются палеогеновыми, которые или налегают на них трансгрессивно с большим угловым несогласием, или, что бывает чаще, соприкасаются с меловыми по тектоническим нарушениям. Наличие крупных разрывов вдоль контактов позволяет рассматривать большинство выходов меловых пород как горсты.

Складки верхнемеловых пород осложнены мелкой складчатостью и крупными, большей частью продольными по отношению к простиранию складок, разрывными нарушениями сбросового и надвигового характера. Породы местами прорваны ультраосновными и гранитоидными интрузивами, дайками диоритовых порфиритов и диабазов.

Второй структурный ярус сложен палеоген-среднемиоценовыми породами, дислоцированными движениями алеутской фазы складчатости. Он характеризуется широким развитием структур второго и третьего порядков. Наиболее нарушены палеогеновые отложения, которые образуют крутые, иногда опрокинутые складки, нередко разбитые продольными разрывными нарушениями. Углы падения пород на крыльях складок достигают 50—60°. Наиболее напряженный характер дислокаций палеогеновых отложений наблюдается на площади Тигильского поднятия, где развиты асимметричные складки, иногда опрокинутые на запад и разбитые надвигами. Неогеновые отложения обладают более умеренной складчатостью. Интрузивные породы в значительных количествах встречаются лишь в некоторых наиболее сильно нарушенных участках.

Дислокации пород третьего яруса связаны с движениями сахалинской фазы складчатости, вызвавшими пологую складчатость в верхнемиоцен-плиоценовых отложениях кавранской серии, несогласно перекрывающих более древние породы. Породы кавранской серии сложены в крупные пологие складки, мало нарушенные разломами.

Четвертым структурным ярусом являются горизонтально залегающие четвертичные покровы базальтов и андезитов, а также морские, ледниковые и континентальные отложения. Складчатые деформации в них отсутствуют, тектонические движения четвертичного времени характеризуются блоковыми перемещениями по разломам, часть из которых была заложена в предыдущие орогенические фазы.

Имеющиеся геологические материалы с достаточной достоверностью устанавливают проявление четырех основных фаз складчатости: камчатской, курильской, алеутской и сахалинской. Выделяемая И. Б. Плешаковым, Г. М. Власовым и другими раннемиоценовая курильская фаза складчатости устанавливается по различной нарушенности палеогеновых и неогеновых пород, залеганию конгломератов в основании неогеновой толщи, усилению вулканических процессов в начале неогена (рис. 71). Роль курильской складчатости в образовании структур Западной Камчатки в достаточной степени еще не выяснена. Причиной этого в значительной мере является некоторая запутанность вопроса о границе между палеогеном и неогеном в пределах Западно-Камчатской равнины. Возможно, представление о постепенном переходе верхнеолигоценовых отложений в нижнемиоценовые основывалось на ошибочном отнесении части палеогеновых отложений (аманинская свита) к неогену.

В последние годы появились материалы, указывающие на проявление складчатых движений в предэоценовое время (Е. П. Кленов).

http://jurassic.ru/

Вопрос этот, однако, требует тщательной проверки, так как определенные доказательства предэоценовых движений пока отсутствуют.

Н. М. Маркин предполагает проявления тектонических движений, сопровождавшихся вулканизмом, в раннеолигоценовое время. Причиной для предположения явилось пересечение роторными скважинами на р. Воямполке эффузивного покрова, занимающего, по мнению Н. М. Маркина, стратиграфическое положение между тигильской и ковачинской толщами. Е. П. Кленов считает эффузивы нижнемиоценовыми.

Выделяемые отдельными исследователями плиоценовая татарская (Плешаков, 1938; Меннер, 1961) и постплиоценовая охотская (Плешаков, 1938; Дьяков, 1955) фазы складчатости не подтверждаются пока наблюдениями на больших площадях. Возможно, они проявились слабыми движениями лишь на отдельных участках.

Западный Камчатский прогиб, выполненный отложениями четырех вышеуказанных структурных ярусов, представляет собой неоднородное образование и имеет сложное тектоническое строение. До настоящего времени он еще слабо изучен. Сложность изучения структуры прогиба обусловливается, с одной стороны, сочетанием разновозрастных тектонических форм, а с другой — большой мощностью чехла четвертичных отложений, перекрывающих значительные площади прогиба. О строении этих закрытых частей прогиба известно пока очень мало. Сложна и слабо изучена тектоника в районах развития неогенового эффузивного комплекса пород (северная часть прогиба и все предгорья Срединного хребта).

Важной особенностью Западного Камчатского прогиба, отражающей последовательность его развития, является омоложение отложений в юго-западном направлении. У окончания Пенжинской губы в прогибе развиты верхнемеловые морские и угленосные отложения, сравнительно слабо уплотненные и мало дислоцированные. Южнее, в Тигильском районе, развиваются палеогеновые угленосные отложения, а сильно нарушенные осадочные и вулканогенные породы верхнего мела входят в состав фундамента

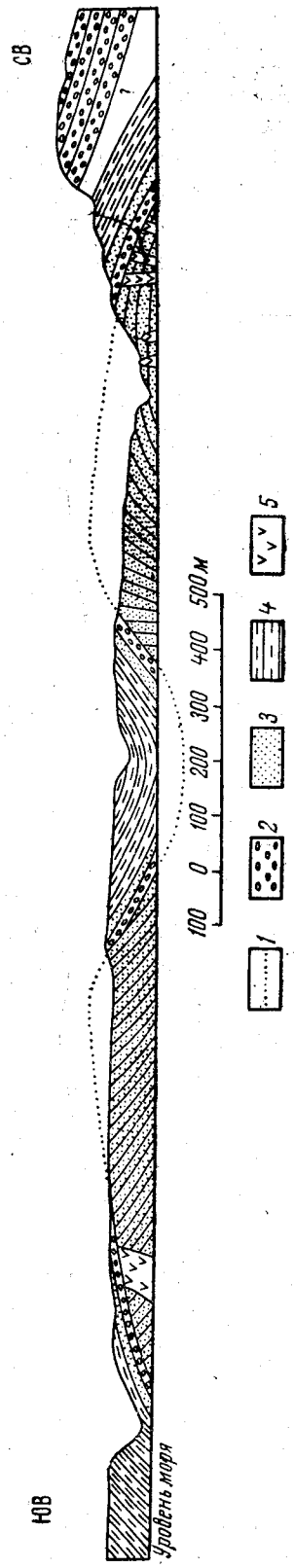


Рис. 71. Геологический разрез берега Ковачинской бухты у мыса Утхолокского. По И. Б. Плешакову
1 — граница между воямпольской и снатольской свитами; *2* — конгломераты; *3* — песчаники; *4* — алевролиты; *5* — андезиты

http://jurassic.ru/

прогиба. На юго-западной Камчатке, в Большерецком районе, в прогибе распространены неогеновые отложения, угленосными здесь являются среднемиоценовые, а на крайнем юге Камчатки — верхнемиоценовые и плиоценовые отложения. Еще далее в юго-западном направлении на простирании прогиба находится Южно-Охотская глубоководная впадина, погружение которой сейчас частично компенсируется отложением четвертичных осадков. Такая картина отражает последовательное развитие молодой складчатой области по простиранию Курило-Камчатско-Корякской дуги.

В пределах Западного Камчатского прогиба выделяются четыре структуры второго порядка: Тигильское поднятие, Паланская, Парапольская и Большерецкая впадины. На возможном северо-восточном продолжении Тигильского поднятия находится Паланское поднятие. С севера Паланская впадина осложнена Лесновским поднятием верхнемеловых пород, относящимся к структурам Камчатско-Корякского антиклинория. Ниже описываются особенности этих структур, их дальнейшее подразделение на тектонические районы более мелкого порядка.

Тигильское поднятие

Сложный антиклинорий, называемый Тигильским поднятием, охватывает обширную, около 30 000 *км*², площадь бассейнов рек Белоголовой, Хайрюзовой, Квачины и Тигиля. Площадь поднятия отличается холмистым рельефом с многочисленными останцевыми возвышенностями, резко выделяющимися на фоне окружающих равнин.

Поднятие сложено палеоген-среднемиоценовыми породами, среди которых располагаются горстовые выступы меловых пород, протягивающиеся в виде небольших хребтов (Медвежий, Пенсантайн и др.). Местами имеется довольно значительное количество экструзивов и небольших субвулканических интрузивов различных магматических пород. Простирание поднятия в южной части меридиональное, к северу оно постепенно меняется на северо-восточное.

Основная, наиболее приподнятая часть поднятия протягивается в меридиональном направлении — от верховьев рек Хайрюзовой и Белоголовой до мыса Омгон. Она была названа Б. Ф. Дьяковым (1955) Омгоно-Хайрюзовской антиклинальной зоной. В пределах зоны он выделял три кулисообразно располагающиеся группы складок: северную — Ковачинскую, центральную — Кавранскую и южную — Хайрюзовскую. Детальные геологические съемки показали нецелесообразность выделения самостоятельной Кавранской группы складок, антиклинальные структуры которой входят по существу в Ковачинскую группу. Таким образом, Омгоно-Хайрюзовская антиклинальная зона состоит из двух антиклинальных зон, которые удобнее называть антиклинориями — Хайрюзовским и Ковачинским (рис. 72). Антиклинории разделены узкой Альчинской синклинальной структурой, а местами соприкасаются друг с другом по крупному разлому. К северо-западу от Ковачинского антиклинория, отделяясь от последнего Калаваямской синклиналью, протягивается (через мысы Амбон и Утхолокский) Амбонский антиклинорий.

В верховьях р. Напаны от наиболее приподнятой части Тигильского поднятия на северо-восток отходит антиклинальная ветвь, которая севернее р. Тигиль разделяется на Хромовскую и Воямпольскую антиклинальные зоны.

Южное продолжение Тигильского поднятия скрывается под четвертичными лавами и туфами, и характер его сопряжения со Срединным Камчатским массивом остается невыясненным. По Е. П. Кленову,

http://jurassic.ru/

палеогеновые структуры Тигильского поднятия в верховьях рек Хайрюзовой и Белоголовой погружаются под более молодые, неогеновые отложения. Такое положение отмечается, по имеющимся данным, лишь для восточной части поднятия и может обусловливаться развитием здесь синклинальной структуры второго порядка. В западной части Тигильского поднятия выходы палеогеновых пород непрерывно протягиваются на юг, полоса их в верховьях рек Белоголовой и Рассошины

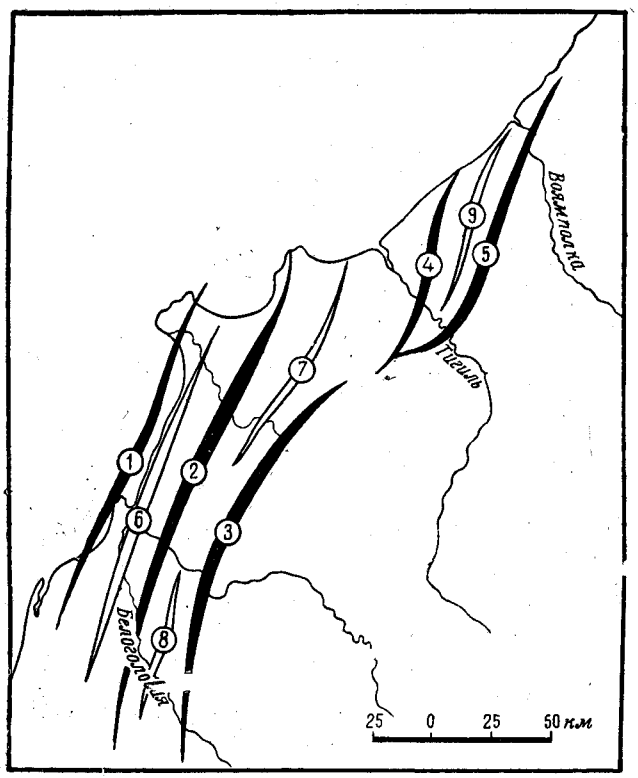


Рис. 72. Схема главных антиклинальных и синклинальных структур Тигильского поднятия. По Е. П. Кленову

Антиклинории: *1* — Амбонский, *2* — Ковачинский, *3* — Хайрюзовский; Антиклинальные зоны: *4* — Хромовская, *5* — Воямпольская; Синклинали: *6* — Калаваямская, *7* — Чернореченская, *8* — Альчинская, *9* — Этолонская

даже несколько расширяется, что не согласуется с погружением палеогеновых структур в южном направлении. По мнению Г. М. Власова (1958в), Тигильское поднятие развилось на подземном погружении Срединного Камчатского массива, т. е. является его структурным продолжением. Влияние меридионального подземного выступа древних пород вблизи массива обусловило такое же простирание и третичных пород. По мере удаления от массива роль подземного выступа уменьшалась и молодые структуры вследствие этого приобретали свойственное им северо-восточное простирание, хорошо выраженное в Хромовской и Воямпольской антиклинальных зонах. А. Е. Святловский (1961) отрицает какую-либо структурную связь Тигильского поднятия со Срединным Камчатским массивом и выделяет его, вместе с выходами меловых пород на северо-западном берегу полуострова, в самостоятельный Западно-Камчатский антиклинорий.

http://jurassic.ru/

Б. Ф. Дьяков (1955), впервые давший картину тектонического строения Западной Камчатки, подчеркивал влияние выступов мезозойских пород на характер деформаций третичных отложений Тигильского района. Он считал, что структуру мезозойских образований Западной Камчатки можно в схеме представить в виде трех параллельных друг другу складчатых дуг, обращенных выпуклостью на северо-запад. Складчатые структуры третичных отложений Западной Камчатки, по мнению Б. Ф. Дьякова, резко несогласны по отношению к мезозойским и имеют север-северо-западное простирание.

В настоящее время имеются реальные основания говорить лишь об одной дугообразной цепи выходов верхнемеловых пород, проходящей через хребты Хайрюзовский, Медвежий, Пенсантайн и далее через Напанский выступ. Не исключена возможность, что на дальнейшем продолжении этой цепи выходов мела располагается Лесновское поднятие. Выход меловых пород у мыса Омгон трудно связать в общую складчатую дугу с участками мела у с. Паланы, так как меловые отложения здесь имеют север-северо-восточное простирание, т. е. согласное с простиранием третичных отложений и несогласное с намеченным Б. Ф. Дьяковым простиранием складчатых мезозойских дуг.

Хайрюзовский антиклинорий. Это обширное и сложное по тектонике сооружение, протягивающееся на расстояние 230—240 *км*, при ширине в 30—40 *км*, представляет собой серию антиклинальных структур, сложенных палеогеновыми отложениями, и горстообразных выступов меловых пород.

Антиклинорий имеет складчато-надвиговое строение и характеризуется узкими крутыми складками север-северо-восточного простирания (рис. 73). По данным И. Б. Плешакова (1939), движение масс при надвигах происходило с востока на запад, хотя он наблюдал надвиги и обратного направления. Надвиги сопровождаются образованием мощных зон милонитов и брекчий трения. Некоторые из них отличаются крутым падением поверхностей под углами 40—60° (рис. 74). Образование надвигов И. Б. Плешаков связывает главным образом с сахалинской фазой складчатости, допуская, что часть из них имеет и более древнее происхождение.

Разломы, ограничивающие блоки верхнемеловых пород, представляют большой практический интерес ввиду приуроченности к некоторым из них ртутного оруденения. Там, где палеогеновые отложения лежат на верхнемеловых породах трансгрессивно, образуются своеобразные структуры облекания, связанные, по-видимому, с поднятием блоков верхнемеловых пород во время отложения палеогеновых толщ.

Ковачинский антиклинорий располагается к северо-западу от Хайрюзовского и характеризуется более спокойным строением. Здесь выделяется целая цепь кулисообразно расположенных антиклиналей северо-восточного простирания, углы падения на крыльях которых обычно не превышают 30—40°. В северной части антиклинория наряду с его общим подъемом отмечается усложнение складчатых структур надвиговыми и сбросовыми нарушениями. Самое высокое положение в пределах антиклинория занимает Омгонская структура, которая представляет собой обособленный выступ верхнего мела среди палеогеновых пород. Южнее располагается крупная антиклиналь хребта Хулгун, сложенная в ядре нижнепалеогеновыми отложениями.

Еще южнее, в верховьях рек Утхолок и Пухль, известен целый ряд безымянных антиклинальных структур, сложенных породами эоцен-олигоценового возраста. В бассейне р. Кавран расположена Кавранская структура, в своде которой обнажаются отложения самых верхов палеогена. Южнее, в бассейне р. Хайрюзовой, выделяются Хайрюзов-

http://jurassic.ru/

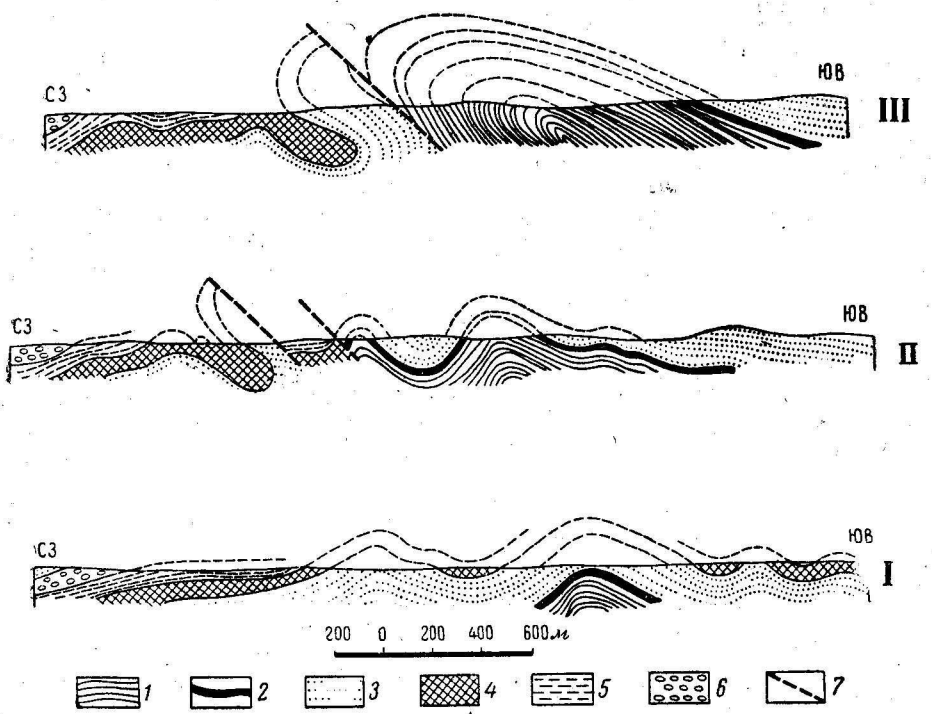


Рис. 73. Последовательное развитие надвига по простиранию Кавранской антиклинали (с юго-запада на северо-восток). Расстояние между разрезами I и II 10 *км*, между II и III 4 *км*. По Н. Ф. Данилеско

1 — ковачинская толща; *2* — горизонт глауконитовых песчаников; *3* — нижнегакхинская толща; *4* — утхолокская свита; *5* — вивентекская свита; *6* — ильинская свита; *7* — поверхность надвига

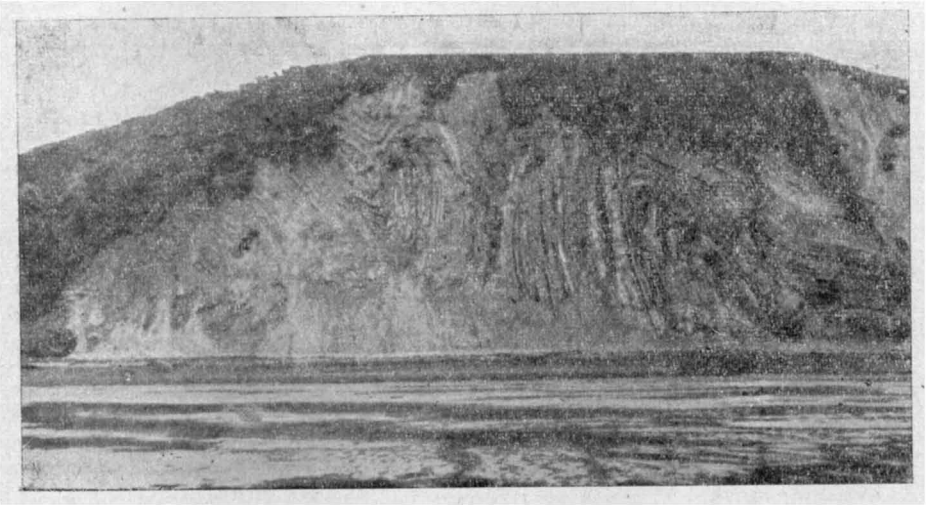


Рис. 74. Складки в миоценовых породах (вывентекская свита); обрыв морского берега восточнее мыса Хайрюзова. Фото Б. А. Холодного

http://jurassic.ru/

ская и Лухлинская структуры и, наконец, на юг от р. Белоголовой — Белоголовская и Анавская структуры (рис. 75). Все они сложены миоценовыми отложениями.

С востока, запада и юго-запада Ковачинский антиклинорий окаймляется Чернореченской, Калаваямской и Альгинской синклинальными структурами. Центральные части этих синклиналей выполнены миоцен-плиоценовыми отложениями, смятыми в серию пологих складок северо-восточного простирания.

Северо-восточная ветвь Тигильского поднятия прослеживается в бассейнах рек Напаны и Тигиля по разрозненным выходам верхнемеловых пород, окаймленных преимущественно неогеновыми отложениями. Наиболее приподнятой структурой здесь является расположенный на левом берегу р. Тигиль Напанский выступ меловых пород, ограниченный с северо-востока и юго-запада крупными разломами. На юго-запад от этого выступа, в сторону Хайрюзовского антиклинория, наблюдается погружение структур, выраженное исчезновением выходов палеогеновых отложений. Это погружение располагается на одном меридиональном направлении с Чернореченской депрессией. По тектоническому нарушению, приуроченному к долине р. Тигиль, проходит северная граница распространения верхнемеловых пород. Северо-восточнее этого разлома наблюдается преимущественно пликативная тектоника палеогеновых и неогеновых отложений. Здесь располагаются две крупные антиклинальные зоны — Хромовская и Воямпольская, разделенные Этолонской синклинальной зоной.

Хромовская антиклинальная зона включает ряд антиклинальных складок (Точилинская, Хромовская и Гаванская), расположенных кулисообразно по линии север-северо-восточного простирания от р. Тигиль до берега Охотского моря. Северо-восточное окончание Хромовской зоны скрыто водами Охотского моря. Сводовые части антиклинальных складок зоны сложены эоцен-олигоценовыми отложениями. Западные крылья антиклиналей несколько более пологие, чем восточные, и имеют углы падения 20—30°; на восточных крыльях углы падения слоев достигают 60—70°. Наиболее крутые углы падения с разрывами и смещениями пород наблюдаются на границе Хромовской антиклинальной зоны и прилегающей к ней с востока Этолонской синклинальной зоны.

Этолонская синклинальная зона протягивается от устья р. Этолоны в юго-западном направлении почти до р. Тигиль. Она сложена отложениями кавранской серии, смятыми в пологие складки с углами наклона крыльев 15—20°.

Воямпольская антиклинальная зона, с которой Этолонская синклиналь граничит с востока, объединяет Какертскую, Воямпольскую и Рассошинскую кулисообразно расположенные антиклинальные складки, сложенные миоценовыми отложениями. Палеогеновые и верхнемеловые породы обнажаются на поверхности лишь в самой южной части зоны.

Наиболее крупной складкой зоны является Воямпольская антиклиналь, вытянутая в северо-восточном направлении. Углы падения слоев на ее северо-западном крыле 20—30°, на юго-восточном 5—8°. По данным сейсмических исследований, на глубине 1300 *м* отмечено смещение свода структуры к северо-востоку примерно на 6 *км*. Е. П. Кленов связывает это с несогласием между палеогеном и неогеном, Н. М. Маркин — с перерывом между эоценом и олигоценом. В одной из глубоких скважин (Р-3) кровля отложений верхнего мела (ирунейская серия) достигнута на глубине 2280 *м*.

http://jurassic.ru/

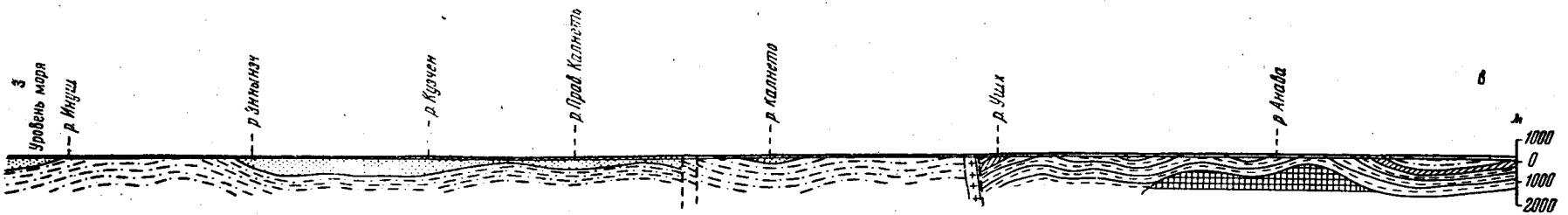


Рис. 75. Разрез палеоген-неогеновых отложений в междуречье Сопочная—Морошечная (Западная Камчатка). По П. А. Ковалю

1 — кавранская серия; *2* — воямпольская серия; *3* — ковачинская серия; *4* — тигильская серия; *5* — верхнемеловые отложения *6* — базальты

Зак. 399

https://jurassic.ru/

Амбонский антиклинорий располагается у западной границы Тигильского поднятия. Наиболее приподнятая часть этой структуры приурочена к хребту Гиляатыюн, откуда она протягивается на север через мысы Хайрюзовский, Южный, Утхолокский. Сводовая часть антиклинория в хребте Гиляатыюн сложена отложениями верхнемелового возраста, несогласно перекрытыми эоцен-олигоценовыми и миоценовыми породами. Углы падения слоев верхнемеловых отложений достигают 50—70°, более молодых 30—40°. В верхнемеловых породах проходят мощные зоны милонитизации почти меридионального простирания. Особенностью Амбонского антиклинория является большое количество магматических пород, залегающих в виде покровов, даек, экструзивов и субвулканических интрузивов.

К востоку от Амбонской структуры располагается Калаваямская синклиналь сложного строения. Она протягивается узкой полосой север-северо-восточного простирания через устье р. Хайрюзовой к бухте Квачине. Развитые здесь неогеновые породы смяты в пологие складки северо-восточного направления с углами падения пород не более 8—10°.

Паланская впадина

Впадина находится к востоку от Тигильского поднятия и простирается в северо-восточном направлении от истоков р. Хайрюзовой на юге до мыса Тэви на севере. Общая протяженность впадины 450—460 *км*; наибольшая ширина в районе рек Тигиля и Воямполки достигает 60 *км*.

Развитие мощного плаща четвертичных отложений сильно затрудняет изучение тектонического строения впадины. Однако всюду, где наблюдаются выходы коренных пород, они относятся к кавранской серии и свидетельствуют о пологой складчатости (с углами падения 2—6°) и северо-восточном простирании структур. Восточный борт впадины в центральной и южной ее частях прикрыт покровами четвертичных эффузивов. Наиболее обширную площадь эффузивы занимают на южном замыкании Паланской впадины. Центрами излияния лав здесь являлись вулканические возвышенности Кетепана, гора Большая, Чингейнгейн, Будули и другие вулканы, до настоящего времени сохранившие свою первоначальную форму.

К северу от с. Паланы, за вероятным поперечным разломом, ширина впадины резко уменьшается и она представляет собой узкую мульду, выполненную вулканическими породами воямпольской серии. С запада эта мульда ограничивается Кинкильским поднятием, с востока — Лесновским выступом верхнемеловых пород. Место наибольшего сужения впадины между этими приподнятыми структурами (седловина) является ее условной границей на северо-востоке. Дальше следует расширение, и на продолжении Паланской располагается другая — Парапольская впадина, протягивающаяся в северо-восточном направлении далеко за пределы Камчатского полуострова.

Лесновский выступ верхнемеловых пород в значительной степени обусловлен поднятием северного участка вдоль поперечного разлома Палана—Панкара. Он, по-видимому, входит в систему Камчатско-Корякского антиклинория, но слабая изученность и сложная тектоника не позволяют осветить характер их сочленения. Наиболее приподнятая часть выступа, расположенная в среднем течении р. Лесной, сложена породами лесновской серии, смятыми в крутые, нарушенные разломами складки с углами падения крыльев чаще 45—60°.

Кинкильское поднятие представляет собой ряд выходов верхнемеловых и палеогеновых пород, приуроченных к тектониче-

http://jurassic.ru/

ским блокам и сводовым частям узких антиклинальных складок. По данным аэромагнитной съемки (Л. А. Ривош) эта антиклинальная структура располагается на северо-восточном продолжении Воямпольской антиклинальной зоны. Верхнемеловые породы поднятия (ирунейская серия) смяты в крутые складки северо-восточного простирания и осложнены массой разрывных нарушений. В большинстве случаев непосредственно на верхнемеловые образования несогласно налегают нижне-среднемиоценовые породы преимущественно вулканогенного состава и только обособленными участками вскрываются палеогеновые отложения.

Парапольская впадина

Эта очень протяженная впадина, имеющая северо-восточное простирание, заходит на Камчатский полуостров лишь своей крайней юго-западной частью. К ней относится низменный камчатский перешеек и депрессия долины р. Пустой. В геоморфологическом отношении она представляет собой обширную равнину, приподнятую над уровнем моря на 80—100 *м* и интенсивно расчлененную современной гидросетью.

Строение впадины очень плохо изучено. На большей своей части она покрыта рыхлыми четвертичными отложениями, характер которых пока в достаточной мере не выяснен. Среди отложений присутствуют аллювиально-озерные и ледниковые, некоторыми авторами предполагается возможность залегания на террасах морских отложений (Власов, 1949). На равнине местами встречаются останцы четвертичных эффузивов. Из-под четвертичных отложений в бортовых частях впадины и у ее юго-западного окончания вскрываются неогеновые осадочные и вулканические породы. Наибольшее распространение имеют отложения кавранской серии.

Структура впадины и состав выполняющих ее отложений лучше всего изучены в бассейне р. Пустой. Здесь работами А. Г. Погожева в 1953—1954 гг. устанавливается одна крупная мульдообразная складка, сложенная отложениями кавранской серии. На западном крыле складки имеются выходы среднемиоценовых угленосных пород. В юго-западном направлении, в верховьях р. Пустой, складка замыкается, а с северо-востока она перекрыта четвертичными отложениями. Углы падения слоев пород на крыльях колеблются от 10 до 25°, в центральной части складки слои залегают почти горизонтально.

Большерецкая впадина

Крупнейшая впадина Камчатского полуострова — Большерецкая — простирается в меридиональном направлении вдоль берега Охотского моря к западу от Тигильского поднятия и Срединного Камчатского массива древних пород. Длина ее достигает 550 *км*, ширина колеблется от 45 до 100 *км*, площадь около 35 000 *км*^{2}. Южная часть впадины представляет собой равнину, уступообразно повышающуюся на восток. Здесь третичные породы перекрыты мощной толщей четвертичных озерно-ледниковых и морских отложений. К северу равнина переходит в слабо всхолмленную местность с отдельными куполовидными возвышенностями и пологими увалами. Структура впадины более изучена в ее северной части, где имеется лучшая обнаженность пород.

В бассейне р. Морошечной южная часть Амбонской и Калаваямской структур Тигильского поднятия срезана крупным нарушением северо-западного направления и опущена. Южнее этого нарушения простирания складчатых структур имеют преимущественно северо-западное направление. О структурах, расположенных южнее, имеются

http://jurassic.ru/

весьма неполные данные. Антиклинальные поднятия известны у слияния рек Рассошины и Сопочной (у горы Бабушки) и в верховьях р. Ичи, где они сложены палеогеновыми отложениями. Имеются антиклинальные складки, сложенные неогеновыми породами, также в бассейнах рек Облуковины и Крутогоровой. Простирания складок север-северо-западные и меридиональные, углы падения крыльев 30—40°.

Неогеновые отложения южной половины Большерецкой впадины залегают преимущественно моноклинально с падением на юго-запад под углами от 3—5 до 10—15°. Местами отмечается волнистое залегание пород с образованием пологих складок меридионального и северо-западных простираний. На некоторых участках (например на Крутогоровском угольном месторождении) имеется значительное количество разрывных нарушений, встречаются дайки базальтов.

Проведенный в 1961 г. вдоль р. Быстрой широтный сейсмический профиль методом преломленных волн позволил проследить плавно погружающуюся от Срединного хребта в сторону Охотского моря поверхность высокоскоростной среды (4500—5500 *м/сек*), являющуюся, по-видимому, поверхностью мезозойского или более древнего фундамента. Глубина ее у побережья достигает 600—620 *м*. Пробуренная у с. Усть-Большерецка скважина вскрыла на глубине 534 *м* интрузив амфиболитизированного габбро, несогласно перекрытый неогеновыми отложениями.

Эти данные наряду с широко развитой здесь угленосностью неогеновых отложений позволяют рассматривать южную часть Большерецкой впадины уже как полуплатформенную структуру.

Таким образом, главными тектоническими особенностями Западной Камчатки являются: преимущественное развитие осадочных пород, в том числе угленосных и нефтеносных; сравнительно пологая складчатость отложений, меняющая свой характер на крутую лишь в узких зонах; опрокидывание в этих зонах складок на запад, т. е. в сторону Охотской платформы; развитие разломной тектоники, проявленной, в частности, многочисленными горстовыми поднятиями верхнемеловых пород. Почти вся площадь Западного Камчатского прогиба характеризуется спокойным, слабо отрицательным магнитным полем, распространяющимся также на площадь Срединного Камчатского массива древних пород и прилегающую акваторию Охотского моря. Обращает внимание большая протяженность Западного Камчатского прогиба, продолжающегося за пределы Камчатского полуострова вдоль северо-западной границы Корякской складчатой области. Все эти особенности позволяют отнести Западный Камчатский прогиб к типу краевых, развившихся на краю Охотской платформы. В пределы последней входил, очевидно, и Срединный Камчатский массив. Развитие прогиба происходило последовательно с северо-востока на юго-запад.

К числу важнейших вопросов тектоники Западной Камчатки относятся: выяснение характера сопряжения Тигильского поднятия со Срединным Камчатским массивом, выявление наиболее погруженных частей с наиболее благоприятными условиями для формирования нефтяных залежей в пределах Большерецкой, Паланской и Парапольской впадин и поиски там нефтеносных структур.

МОЛОДЫЕ НАЛОЖЕННЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОЯСЫ

Четвертичные вулканические породы Камчатки сосредоточены главным образом в двух вулканических поясах — Срединном и Восточном, представляющих собой молодые наложенные структуры.

http://jurassic.ru/

Срединный вулканический пояс протягивается вдоль водораздела Срединного хребта от северного окончания Срединного Камчатского массива до камчатского перешейка и продолжается в северо-восточном направлении несколько далее за перешейком. Его протяженность составляет около 800 *км*, наибольшей ширины (до 100 *км*) он достигает в южной части; у северного же окончания пояса четвертичные вулканические породы распространены на отдельных небольших участках. Пояс приурочен к западному крылу Камчатско-Корякского антиклинория и накладывается на юго-восточную часть Паланской впадины. Распространение четвертичных вулканических пород выражается в рельефе Камчатки обширными, значительно расчлененными эффузивными плато с располагающимися на последнем цепями и группами вулканов. Вулканические возвышенности образуют современный водораздел Срединного хребта. Возможно, вулканический пояс распространялся и далее на юг вдоль водораздела Срединного хребта, но вулканические породы были впоследствии удалены эрозией с сильно приподнятой площади Срединного Камчатского массива. На это указывают вулкан Хангар, располагающийся в северной части массива, а также останцы четвертичных вулканических покровов на западных склонах Срединного хребта. В пределах пояса известно много вулканов, из которых лишь на Ичинском сохранилась слабая сольфатарная деятельность.

Восточный вулканический пояс имеет протяженность около 700 *км* и простирается в северо-восточном направлении от мыса Лопатки до 57° с. ш. На его продолжении, на п-ове Озерном, располагается одиночная вулканическая возвышенность — Начикинская. На юге Камчатского полуострова Восточный вулканический пояс накладывается на площадь Западного Камчатского прогиба и северо-западное крыло Южно-Камчатского антиклинория. На широте г. Петропавловска пояс пересекает северо-западные структуры Южно-Быстринского хребта и далее на северо-восток на расстоянии более 200 *км* проходит параллельно Восточному Камчатскому антиклинорию. Не доходя до Кроноцкого полуострова, пояс изменяет направление на почти меридиональное, пересекает Восточный Камчатский антиклинорий и накладывается своим дальнейшим продолжением на Центральный Камчатский прогиб. Наибольшей ширины (до 100 *км*) пояс достигает в местах пересечения крупных структур Камчатского полуострова, где развиваются ряды вулканов, параллельные этим структурам. Как и в Срединном вулканическом поясе, для рельефа вулканических областей Восточного пояса характерны обширные эффузивные плато с возвышающимися на них вулканами. В противоположность Срединному поясу с потухшими вулканами большое число вулканов Восточного пояса является действующими (28 из 93).

До настоящего времени не решен важнейший вопрос о связи, существующей между Срединным и Восточным вулканическими поясами. Древнечетвертичные эффузивные плато Срединного хребта и Восточной Камчатки слишком плохо изучены, чтобы можно было уверенно говорить о их тождестве. Центральная Камчатская депрессия является унаследованным с третичного времени образованием и в раннечетвертичное время уже представляла собой межгорную озерную котловину (Кушев, 1940). При существовавших в начале четвертичного времени, хотя и небольших, контрастах рельефа впадины и ее горного окружения, вряд ли мог сформироваться во всех этих районах единый лавовый покров. А. Е. Святловский относит оба вулканических пояса Камчатки к общей внутренней зоне и современный вулканизм Восточной Камчатки рассматривает как последнюю стадию вулканических про-

http://jurassic.ru/

цессов, сопряженных с верхнечетвертичными и древнечетвертичными тектоническими движениями, превратившими Камчатку в часть континента.

Г. М. Власов (1958а), не предрешая вопрос о существовании в Центральной и Восточной Камчатке в раннечетвертичное время единого эффузивного плато, высказывает мнение о различном структурном положении Срединного и Восточного вулканического поясов. Вулканизм Срединного хребта связан с глубинным разломом, которым на площади Центральной Камчатки контролировались вулканические процессы с позднемелового до четвертичного времени включительно. Вулканические процессы Срединного вулканического пояса поэтому могут действительно рассматриваться как последняя стадия, связанная с развитием Камчатской геосинклинали. При этих условиях естественно, что хотя пояс и наложен на складчатые третичные толщи, но его простирание в общем согласно с направлением третичных складчатых структур. Восточная же вулканическая зона стала развиваться лишь с раннечетвертичного времени, параллельно с развитием глубинного разлома Курило-Камчатской впадины, и знаменует начальный этап развития новой геосинклинальной системы, располагающейся к востоку и юго-востоку от Камчатской складчатой области. На границе области опускания Курило-Камчатской впадины и поднимающейся Камчатской складчатой области возникли разломы, параллельные Курило-Камчатской впадине, к которым приурочены вулканические процессы. Этим объясняется резко выраженный наложенный характер Восточного вулканического пояса, простирание которого часто оказывается несогласным по отношению к третичным структурам. Из этой характеристики Восточного вулканического пояса легко видеть, что он рассматривается Г. М. Власовым как современный развивающийся аналог окраинных вулканических поясов, типа Восточно-Азиатского.

Несмотря на возможное различное структурное положение Срединного и Восточного вуланических поясов, в развитии их много общих особенностей, по-видимому, присущих большинству вулканических поясов (Святловский, 1958б). Формирование обоих поясов началось после выравнивания рельефа в конце плиоценового — начале четвертичного времени трещинными и ареальными излияниями преимущественно основных лав, сопровождавшими сводовые поднятия. В последующем развился центральный тип извержений, наиболее ранней стадией которого являлись щитообразные вулканы и вулканические нагорья. На вершинах вулканических нагорий и щитообразных вулканов затем образовались серии односторонних сбросов или кольцевых трещин, по которым происходило опускание центральной части вулкана или нагорья, т. е. кальдерообразование. За формированием кальдер следовал новый этап вулканической деятельности, проявившийся образованием в кальдерах андезитовых стратовулканов. Последние иногда растут непосредственно на поверхности лавовых плоскогорий. В таких случаях состав лав основания стратовулканов близок к составу лав, слагающих лавовые плоскогорья, и кальдерообразование происходит уже в самой вулканической надстройке.

Поздние фазы развития андезитовых стратовулканов характеризуются экструзиями кислых лав, приуроченными к жерлам вулканов, трещинам на склонах вулканов, а также к разломам, обусловившим кальдерные опускания. Выход на поверхность вязких газонасыщенных кислых лав обычно сопровождался сильными взрывами и образованием больших масс пемз или игнимбритов. При взрывах разрушалась значительная часть вулканической постройки.

Новейшими, послеледниковыми образованиями как в Срединном, так и в Восточном вулканических поясах являются шлаковые конусы

http://jurassic.ru/

и потоки базальтовых лав, причина развития которых еще недостаточно ясна. Шлаковые конусы обычно располагаются рядами вдоль разломов; на Южной Камчатке они собираются местами в группы, создавая впечатление ареальных извержений. Эту область молодых конусов юго-восточной Камчатки А. Е. Святловский объясняет запаздыванием поднятий и сопряженного с поднятиями вулканизма в прибрежных районах Камчатского полуострова; указанные районы лишь недавно были вовлечены в сводовое поднятие, которое начало развиваться сначала в более центральных районах полуострова. Э. Н. Эрлих (1960а) относит шлаковые конусы и молодые базальтовые потоки ко второму самостоятельному циклу эффузивной деятельности, повторившему в течение очень короткого, послеледникового, времени ход первого цикла от излияний плато-базальтов до экструзий кислого состава. Однако в большинстве наблюдавшихся случаев молодые шлаковые конусы и базальтовые потоки, накладывающиеся вдоль разломов на разновозрастные и разнообразные по составу породы, не показывают связи с более кислыми вулканическими продуктами. Таким образом, тектоническая позиция столь широко проявленных на Камчатке молодых базальтовых излияний остается неясной. Возможно, возникновение или омоложение разломов, открывших путь базальтам, связано с продолжающимися поднятиями камчатской складчатой области.

Время образования щитообразных базальтовых вулканов и лавовых нагорьев А. Е. Святловский относит к началу четвертичного времени. К доледниковым же образованиям могут, по его мнению, принадлежать многие кальдеры и стратовулканы, которые, однако, возникли несколько позднее, чем щитообразные вулканы и лавовые нагорья. Э. Н. Эрлих предполагает в Срединном хребте строгое разделение по возрасту разноэтапных образований. Формирование плато-базальтов, по Э. Н. Эрлиху, было приурочено к древнечетвертичному времени, образование щитообразных вулканов — к среднечетвертичному, возникновение в кальдерах стратовулканов — к верхнечетвертичному, послеледниковому времени. Кроме того, в послеледниковое время повторился самостоятельный цикл вулканической деятельности. Такая «жесткая» возрастная шкала вряд ли приемлема для Камчатки, так как в Срединном хребте, так же как и на Восточной Камчатке, имеются примеры относительно древних, доледниковых, древнечетвертичных или плиоценовых стратовулканов (например Алней).

Процесс кальдерообразования представляет большой интерес, так как в нем проявляется связь поверхностных вулканических явлений с глубинными магматическими очагами. Кальдерообразование соответствует переломному моменту в развитии вулканов, после которого происходит довольно резкое раскисление вулканических продуктов и развивается обычно газовая и гидротермальная деятельность. По обоснованному предположению Вильямса (Williams, 1941), Е. К. Мархинина (1959а) и других вулканологов, образование кальдер связано с провалами в полости, возникшей на месте магматического очага, питавшего вулкан, вследствие его частичного истощения предыдущими извержениями.

Обращает внимание расположение крупнейших кальдерных впадин Камчатки вдоль прямой линии, почти параллельной восточному берегу Камчатского полуострова (Курильское озеро, Ксудач, Мутновская, Авачинская губа, Карымская, Узон, Кроноцкое озеро). К этой же линии, которую удобно назвать «кальдерной», приурочено большинство наиболее высокотемпературных, гейзерных, источников хлоридно-щелочного типа.

http://jurassic.ru/

Близким аналогом кальдер, по А. Е. Святловскому, являются вулканические троги, отличающиеся от кальдер лишь большей величиной и удлиненной формой. На дне трога в последующем возникает тектоническое поднятие с вулканами, происходит сильная гидротермальная деятельность. Примером такого рода структуры является Камбальный хребет на Южной Камчатке, возникший на дне троговой впадины шириной до 25 *км* и с амплитудой опускания около 1000 *м*. Близким по генезису образованием является вулкано-тектоническое поднятие Ключевской группы вулканов в Центральной Камчатской депрессии. Вулканическую зону Большой Курильской дуги А. Е. Святловский также склонен рассматривать как вулкано-тектонический хребет, поднимающийся из структурного трога, обрамленного с запада тектоническим уступом Охотской платформы, а с востока — Малой Курильской цепью островов и подводным хребтом Витязь.

Поднятия и вулканические процессы представляют, по мнению А. Е. Святловского, две стороны одного явления. Поэтому между возрастом вулканов Камчатки и временем тектонических поднятий их фундамента существует прямая зависимость. Так как вулканические процессы сопутствуют поднятиям, а поднятия сопровождаются эрозией, то в процессе развития вулканизма лавовые плато превращаются в горную страну.

Закономерности распределения вулканов на площади Камчатки проявляются в их расположении в виде рядов, что отображено на карте вулканов Камчатки, составленной А. Н. Заварицким (1940). В отношении характера трещин, на которых располагаются вулканы, существуют различные суждения. По представлениям А. Н. Заварицкого, ряды вулканов Камчатки подчинены двум направлениям разломов: продольному северо-восточному и поперечному северо-западному. А. Н. Заварицкий предполагал, что вулканы расположены на трещинах земной коры, по которым происходят сбросовые дислокации. Представления А. Н. Заварицкого поддерживаются Б. И. Пийпом.

А. Е. Святловский, вообще не отрицавший связи вулканов с трещинами, оспаривает расположение вулканов на разломах, вдоль которых происходят вертикальные перемещения. Эти разломы, по его мнению, проходят вдали от вулканических цепей и не являются путями вулканических извержений. Путями извержения вулканических продуктов являются зияющие трещины в зоне растяжения на склонах вулканических поднятий. Эти трещины не имеют генетической связи с тектоническими разрывами, характеризующимися вертикальными смещениями краев. Разломы с перемещениями являются лишь границами поднятий и опусканий и обусловливают в горных районах ярусность рельефа.

Отсутствие достаточных наблюдений не позволяет пока решить вопрос о характере разломов, на которых размещаются вулканы. Развитие трещин растяжения в сводовых поднятиях, очевидно, имеет место, но вряд ли можно полностью отрицать возможность перемещений по разломам, являвшимся путями для подъема магмы. Многое для выяснения этого вопроса могут дать геофизические исследования.

Анализируя по аэромагнитным графикам взаимоотношение Ключевской группы вулканов с Восточным вулканическим поясом, Л. А. Ривош приходит к заключению об отсутствии между ними непосредственной связи. Вулканы Гамченской группы, располагающиеся на разломе северо-восточного направления, и вулканы Ключевской группы, по мнению Л. А. Ривоша, разделены широкой полосой положительной магнитной аномалии, проходящей вдоль хребта Тумрок, и не связаны друг с другом структурно. Однако местоположение полосовой анома-

http://jurassic.ru/

лии хребта Тумрок, судя по имеющимся обнажениям, территориально совпадает с залегающей под четвертичными лавами вулканогенной ирунейской толщей, содержащей большое число ультраосновных интрузивов. Естественно, что при этих условиях полоса положительной аномалии не может структурно разделять две группы вулканов. Кроме того, по данным аэромагнитной съемки, в районе Гамченской группы вулканов проявляются разломы того же меридионального направления, которое так отчетливо проявляется в Ключевской группе. Поэтому Ключевскую группу вулканов вряд ли можно резко структурно отделять от Восточного вулканического пояса.

ПРИЛЕГАЮЩИЕ АКВАТОРИИ ТИХОГО ОКЕАНА, БЕРИНГОВА И ОХОТСКОГО МОРЕЙ

Недавние исследования Института океанологии АН СССР на судне «Витязь» дали представления о геоморфологических особенностях дна окружающих Камчатку морей (Удинцев, 1955а, 1957, 1960; Безруков, 1958, 1960а). Другим средством для выяснения тектонических особенностей дна морей являются геофизические исследования, недавно проведенные на акваториях, прилегающих к Камчатке и Курильским островам (Ривош, 1963, Вейцман, 1961а, б; Соловьев, 1961; Сысоев и др., 1960).

На аэромагнитной карте площади Охотского моря хорошо отделяется платформенная часть Охотии со слабо положительным магнитным полем и окаймляющая ее полоса складчатых сооружений с отрицательными магнитными аномалиями.

При глубинном сейсмическом зондировании по профилям, проходящим через Охотское море, Курильскую островную дугу и Курило-Камчатскую океаническую впадину (рис. 76), выделены волны, связанные с подошвой земной коры — поверхностью Мохоровичича ($V_г$ 8—10 *км/сек*) и границами «гранитного» ($V_г$ 4—7 *км/сек*) и базальтового ($V_г$ 6—8 *км/сек*) слоев, а также, в некоторых случаях, с границами в осадочных толщах.

Составленные профили позволяют выделить три типа строения земной коры в районе Курило-Камчатской дуги и Южной Камчатки: 1) океанический, характерный для океанического плато; 2) континентальный, присущий северной мелководной части Охотского моря и районам причленения Курильской дуги к материку; 3) промежуточный, наблюдавшийся в южной глубоководной части Охотского моря, а также на участке Тихого океана, прилегающем к центральной части Курильской островной дуги.

Кора океанического типа состоит из тонкого (около 1 *км*) слоя осадочных пород и подстилающего его базальтового слоя. Общая толщина коры до границы Мохоровичича составляет 10—15 *км*, включая слой воды порядка 5 *км*. Мощность базальтового слоя и осадочных пород в пределах океанического плато колеблется незначительно.

Кора континентального типа имеет мощность свыше 20 *км*. На разных участках состав континентальной коры различен. В северной части Охотского моря она состоит из осадочной толщи мощностью 1—3 *км*, подстилаемой породами «гранитного» слоя. Базальтовый слой здесь, если и выделяется, то нечетко. В мелководной части Тихого океана, прилегающей к Южным и Северным Курильским островам, а также к юго-восточной Камчатке, земная кора состоит из осадочного, гранитного и базальтового слоев.

http://jurassic.ru/

Кора промежуточного типа состоит из двух слоев: верхнего мощностью более 5 *км*, представленного осадочными породами, и нижнего — базальтового, распространенного до глубины 12—13 *км*.

Области максимальной глубины поверхности Мохоровичича расположены несколько восточнее осевой линии Большой Курильской дуги (рис. 77). Еще восточнее, в области Курило-Камчатской океанической впадины, происходит резкое выклинивание сиала.

Данные о тектоническом режиме прошлого площадей, теперь занятых водами моря, могут быть также получены при палеогеографиче-

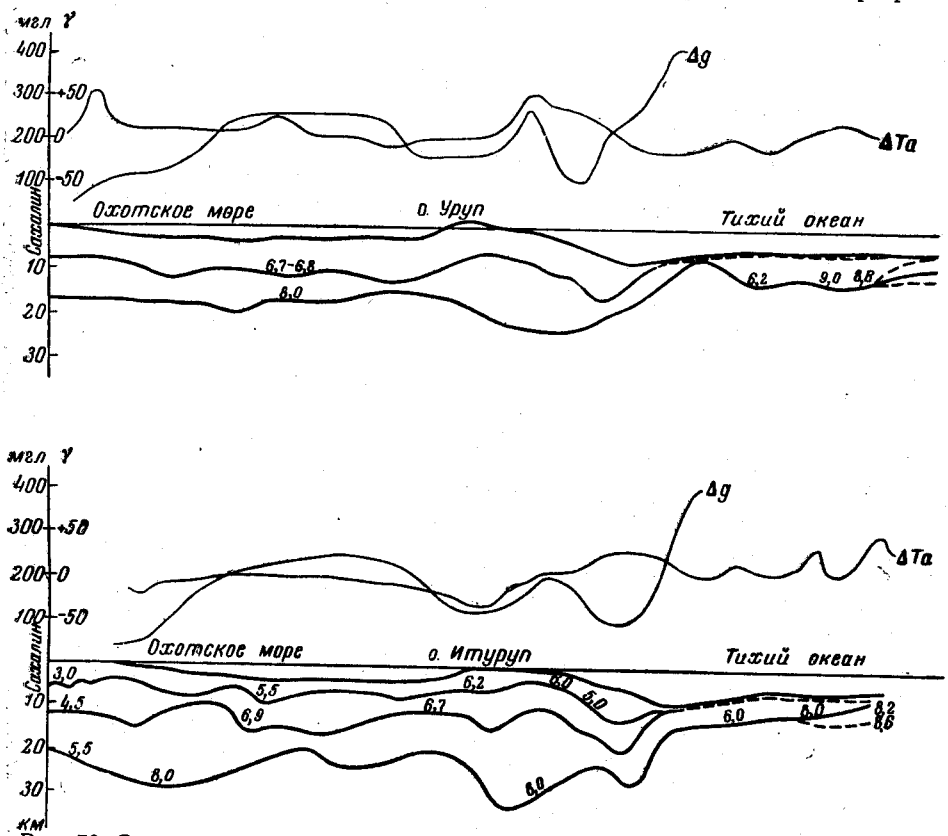


Рис. 76. Схема строения земной коры в районе Курильских островов по данным сейсмических исследований. (Скорость распространения волн — в *км/сек*). По Е. Н. Гальперину

ских реконструкциях. Именно таким путем первоначально был определен платформенный характер площади, ныне занятой Охотским морем. Эта площадь еще в позднепалеозойское время была вулканическим архипелагом островов («Ламия»), питавшим осадками соседние прогибы (Попов, 1945, 1958; Красный, 1956). Областью размыва она оставалась и в позднемеловое и третичное время, когда ею определялись очертания молодых прогибов и на ней располагались вулканы, пеплы которых участвовали в сложении третичных толщ (Дьяков, 1955; Двали, 1955; Власов, 1957, 1958б). Большое число замеров ориентировки гальки в третичных конгломератах, сделанное сотрудниками Сахалинского комплексного научно-исследовательского института (Г. П. Вергуновым, А. Ф. Прялухиной и др.), указало на существование области размыва на месте современного Охотского моря в течение почти всего третичного времени. Основываясь на ареалах распростра-

http://jurassic.ru/

нения рыб в дальневосточных реках, Г. У. Линдберг (1946) пришел к выводу, что некоторые реки еще недавно продолжались на площади Охотского моря. Молодость Охотского морского бассейна устанавливается также геоморфологическими исследованиями Ю. Ф. Чемекова

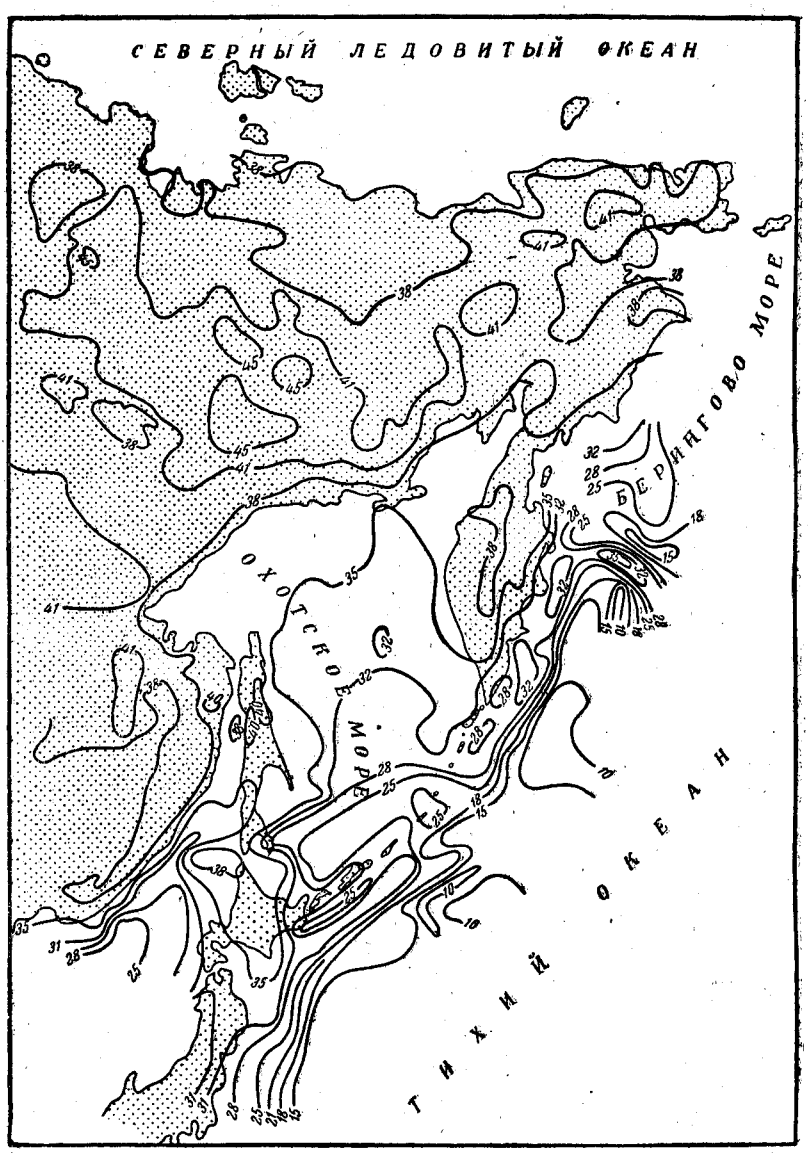


Рис. 77. Рельеф поверхности Мохоровичича по гравиметрическим данным. (Цифры на схеме — мощность земной коры в *км*). По С. Н. Гушкович, 1959 г.

(1957), указавшего на отсутствие по берегам Охотского моря высоких морских террас. Недавнее происхождение наблюдаемых сейчас очертаний Охотского моря устанавливается и по распространению эндемичных видов растительности в различных районах Приохотья (Васильев, 1939).

Существование Охотской платформы подтверждается геофизическими исследованиями. Северная часть Охотского моря имеет грави-

http://jurassic.ru/

метрическую характеристику, свойственную платформенным структурам (Гайнанов, 1955). По данным Л. А. Ривоша и О. Н. Соловьева, ее площади свойственно спокойное, слабо положительное магнитное поле. Юго-восточная часть Охотского моря окаймляется полосой магнитных аномалий, тождественных аномалиям у границы срединных массивов древних пород. Северной половине площади Охотского моря присущ материковый тип земной коры, южной — океанический. Юго-восточная часть Охотского моря, прилегающая к Курильской островной дуге, отличается наиболее высокой сейсмичностью. Различия северной и южной частей Охотского моря проявляются и в геоморфологических особенностях их дна. Северная часть представляет собой шельф и ровную пологонаклоненную поверхность материкового склона; глубины здесь не превышают 500—700 *м*. Южнее находится область средних глубин (1000—1500 *м*) с более сложным, но в общем очень пологим донным рельефом, в котором выделяются две платообразные возвышенности (Академии наук и Института океанологии) и разделяющие их желоба. Наконец, к Курильским островам примыкает вытянутая вдоль них южная глубоководная впадина Охотского моря, достигающая глубины 3374 *м*. По данным П. Л. Безрукова и Г. Б. Удинцева (1953), дно этой впадины представляет предельную равнину морской аккумуляции, ограниченную крутыми (до 20—30°), сильно расчлененными склонами высотой до 2500 *м*. Кроме впадины, в периферических частях Охотского моря, на некотором расстоянии от восточного берега Сахалина и западного берега Камчатки, протягиваются менее глубокие впадины — ТИНРО и Дерюгина, оканчивающиеся подводными желобами. Более мелкими формами донного рельефа являются подводные валы на склоне подводного цоколя о. Сахалина и Камчатки, располагающиеся сериями на глубинах от 200 до 500 *м*; подводные долины на окраинах платообразных возвышенностей АН СССР и Института океанологии; наконец, подводные вулканические возвышенности на охотском склоне Большой Курильской гряды.

Схемы тектонического районирования площади Охотского моря составлялись Г. Б. Удинцевым (1955б), Л. И. Красным (1956), Ю. Ф. Чемековым (1957), Г. М. Власовым (1957, 1961б).

Общим для всех геотектонических схем Охотского моря является признание Охотии — платформы или срединного массива и объяснение впадин у берегов Сахалина и Камчатки, как предгорных или краевых прогибов третичной складчатости. Происхождение южной глубоководной впадины Охотского моря всеми исследователями, кроме Ю. Ф. Чемекова, связывается с развитием четвертичной геосинклинальной системы. Ю. Ф. Чемеков высказал предположение о принадлежности площади южной глубоководной впадины к Охотскому срединному массиву (рис. 78). Единственной предпосылкой для такого предположения является океанический тип земной коры в районе впадины, что формально позволяет ее сопоставить с платформенными участками океанического дна. Но, с другой стороны, южная впадина по ряду особенностей (сейсмическая активность, сокращенная мощность сиаля и другие) близка к Курило-Камчатской океанической впадине, принадлежность которой к современной развивающейся геосинклинальной системе не может вызывать сомнений.

Возвышенности Академии наук и Института океанологии Г. Б. Удинцев рассматривает как антеклизы Охотской платформы, а плоскую поверхность этих возвышенностей, так же как и другие реликтовые формы донного рельефа (подводные долины, валы и террасы), он объясняет абразионной деятельностью и неоднократной сменой в четвертичное время трансгрессий и регрессий на платформе (рис. 79).

http://jurassic.ru/

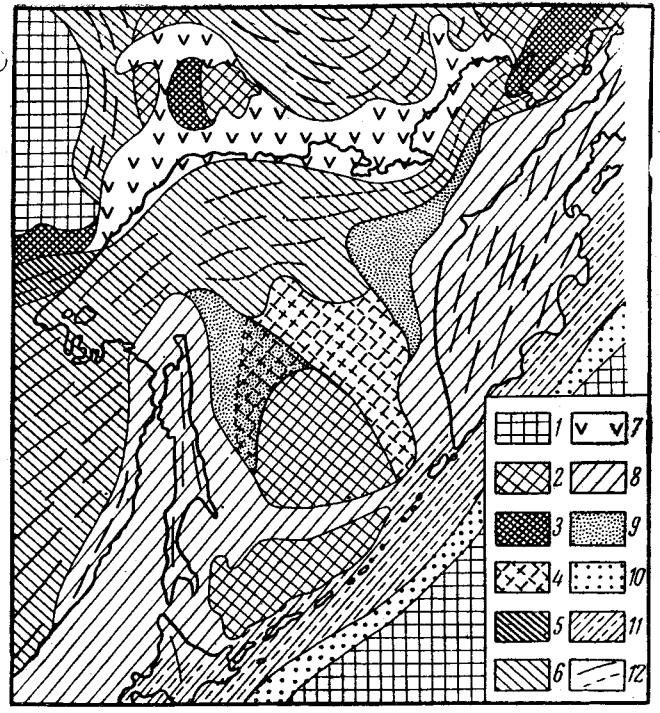


Рис. 78. Схема геотектонического районирования Приохотья и впадины Охотского моря. По Ю. Ф. Чемекову

1 — алданский выступ Сибирской платформы; *2*—срединные массивы; *3* — выступы докембрийского фундамента в пределах платформы и срединных массивов; *4* — части срединных массивов, захваченные кайнозойской складчатостью; *5* — зона протерозойского складчатого окаймления алданского выступа Сибирской платформы; *6* — зона мезозойской складчатости; *7* — эффузивный чехол на Срединном массиве (западная часть) и складчатом мезозойском основании (восточная часть); *8* — зона третичной складчатости; *9* — краевые прогибы зоны третичной складчатости; *10* — передовой прогиб Курило-Камчатской геосинклинали; *11* — зона третичной складчатости, захваченная четвертичной складчатостью; *12* — простирания складчатых структур (пунктирные линии—предполагаемые, сплошные—наблюдаемые)

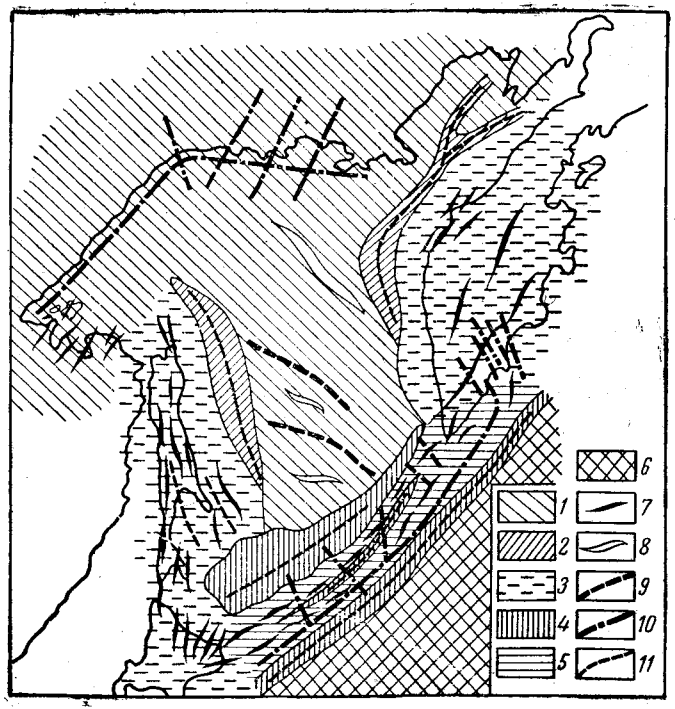


Рис. 79. Тектоническая схема Охотского моря. По Г. Б. Удинцеву, 1955 г.

1 — третичная платформа; *2* — предгорные прогибы на третичной платформе; *3* — области третичной складчатости; *4* — синклинали четвертичной геосинклинальной области; *5* — антиклинали четвертичной геосинклинальной области; *6* — предполагаемая платформа Тихого океана; *7* — оси антиклиналей; *8* — оси антеклиз; *9* — оси синеклиз; *10* — линии предполагаемых разломов; *11* — оси синклиналей и предгорных прогибов

http://jurassica.ru/

В тектонической схеме Л. И. Красного (рис. 80) сделана попытка изображения структурного окаймления Охотской платформы (которую он называет Центрально-Охотским срединным массивом). Среднепалеозойские отложения Монголо-Охотской геосинклинали, проходящие

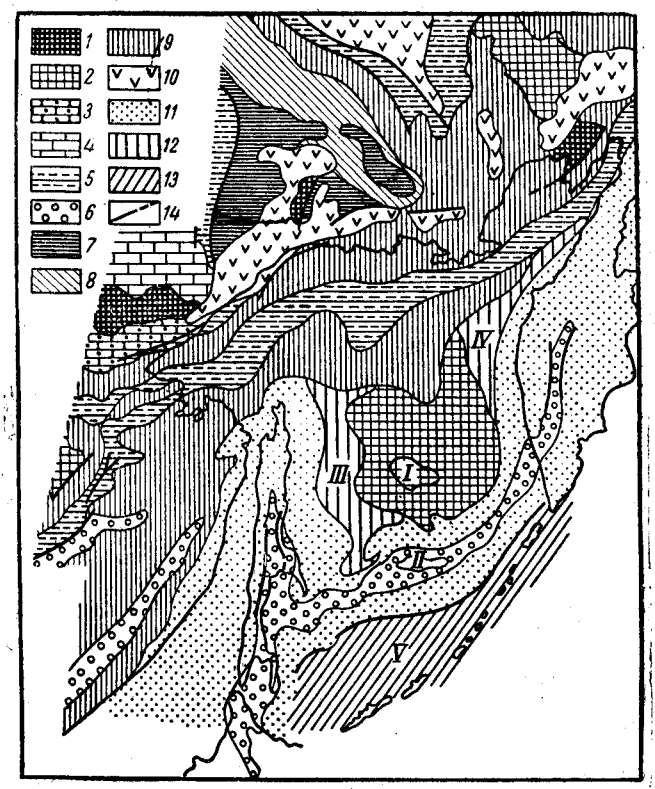


Рис. 80. Схема геолого-структурного районирования Охотского моря и окаймляющих его складчатых сооружений. По Л. И. Красному

1 — выступы докембрийского кристаллического фундамента; *2* — срединные массивы; *3*—протерозойский складчатый пояс; *4*—кембрий восточной части Сибирской платформы; *5* — палеозойские (в основном среднепалеозойские) складчатые поясы; *6* — верхнепалеозойские складчатые поясы; *7*—пермь нижнего структурного яруса Верхоянского комплекса; *8* — триас среднего яруса Верхоянского комплекса; *9* — юрские и нижнемеловые складчатые поясы, верхний структурный ярус Верхоянского комплекса; *10* — наложенные синклинальные структуры, выполненные меловыми континентальными и вулканогенными образованиями; *11* — третичные складчатые поясы; *12* — молодые прогибы (краевые по отношению к третичной складчатой зоне); *13* — четвертичная подвижная зона; *14* — тектонические разрывы (установленные и предполагаемые). *I* — возвышенность Института океанологии АН СССР, *II* — возвышенность АН СССР, *III* — впадина Дерюгина, *IV* — впадина ТИНРО, *V* — южная глубоководная впадина

через Шантарские острова, Л. И. Красный показывает в виде полосы северо-восточного направления, проходящей вдоль северо-западного берега Охотского моря и соединяющейся с выходами девона у окончания Пенжинской губы. Эта полоса девона окаймляется юрскими и нижнемеловыми отложениями, относящимися к верхнему структурному ярусу Верхоянского комплекса. В том же направлении простираются меловые континентальные и вулканогенные образования, слагающие наложенные синклинальные структуры.

Верхнепалеозойский складчатый пояс обрамляет с трех сторон Охотский срединный массив, проходя через Хоккайдо, Центрально-Са-

http://jurassic.ru/

халинский хребет, возвышенность Академии наук, южную часть Срединного хребта. Верхнепалеозойский складчатый пояс окаймляется третичными складчатыми отложениями.

Г. М. Власов предполагает несколько другую структуру площади Охотского моря (рис. 81). Унаследованность развития Ниппонской или Приохотской третичной геосинклинальной системы от палеозойских

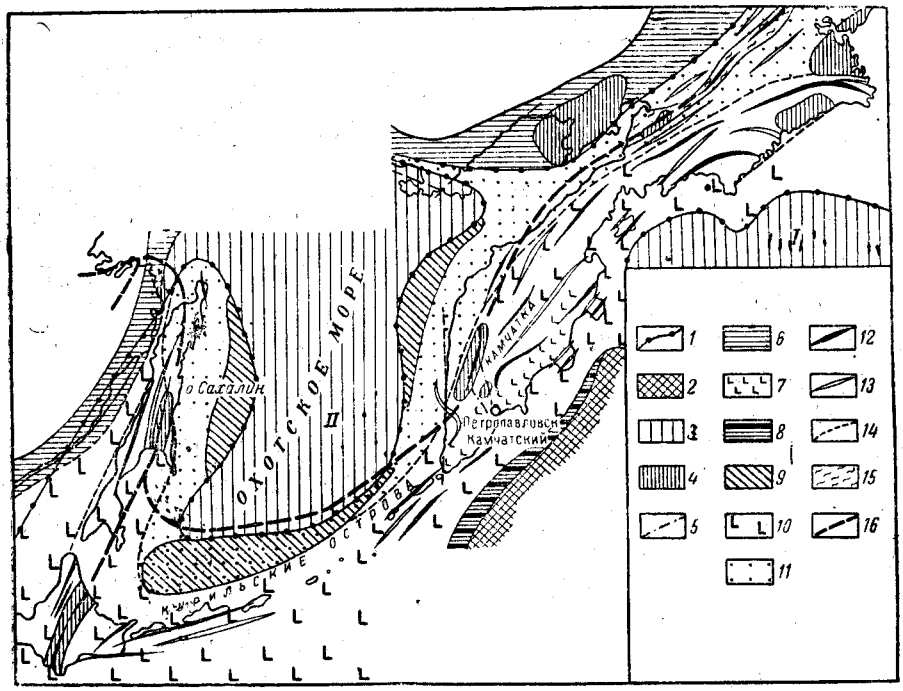


Рис. 81. Схематическая тектоническая карта Приохотских складчатых областей. По Г. М. Власову

1 — граница «альпийской» платформы; *2* — платформа Тихого океана; *3*—внутренние альпийские платформы (*I* — Берингия, *II* — Охотия); *4* — срединные массивы (остатки древних складчатых сооружений в Приохотских складчатых областях); *5* — подземные выступы срединных массивов; *6* — меловой (палеогеновый) окраинный вулканический пояс (у границы мезозойских и Приохотских складчатых областей); *7* — современный (четвертичный) окраинный вулканический пояс (у границы альпийской складчатой области и четвертичной геосинклинали); *8* — современные геосинклинальные передовые прогибы (океанические впадины), *9* — современные внутренние впадины (краевые прогибы у альпийских складчатых областей); *10* — внешняя вулканическая зона Приохотских складчатых областей; *11* — внутренняя осадочная зона Приохотских складчатых областей; *12* — антиклинории; *13* — синклинории; *14* — разломы, проявляющиеся в очертаниях береговой линии; *15* — внутренние поднятия мезозойских складчатых образований в зоне краевых прогибов; *16* — общее направление средне- и верхнепалеозойского (?) складчатого пояса

геосинклиналей не ограничивалась позднепалеозойским временем, начало его относится еще к девону. Это доказывается совместным присутствием верхнего палеозоя и девонских отложений в Японии, на Сахалине (Центральный Сахалинский хребет), у окончания Пенжинской губы. Девон обнаружен и в комплексе геосинклинальных отложений южной части Дальнего Востока. Поэтому окаймляющее, по отношению к Охотской платформе, положение, вероятно, занимают не только верхнепалеозойские, но и девонские отложения. Как те, так и другие могут протягиваться в виде складчатого пояса от окончания Пенжинской губы, через Срединный Камчатский массив, возвышенность Академии наук и Центральный Сахалинский хребет. Большинство исследователей Камчатки предполагает непосредственную связь антиклинальной структуры Срединного Камчатского массива через Тигильское поднятие и антиклинальную зону северо-западного берега

http://jurassic.ru/

Камчатского полуострова с Таловско-Майнским антиклинорием, в котором у Пенжинской губы обнажаются девонские и верхнепалеозойские породы.

Окаймление Охотской платформы не только верхнепалеозойскими, но и девонскими отложениями согласуется с возможной принадлежностью Охотского срединного массива к выступу Сибирской платформы. Многие геологи Дальневосточного и Северо-Восточного управлений склонны рассматривать Охотский массив как юго-восточное окончание Восточно-Сибирской платформы, а юго-западную ветвь Верхоянской складчатой области — как структуру, сходную с Донецкой впадиной на Русской платформе (Белова и др., 1961). В таком случае труднообъяснимо пересечение этого выступа платформы складчатыми структурами девона, тогда как наложение на него северо-восточных нижнемеловых структур Охотского складчатого пояса, знаменующих начало перестройки общего тектонического плана Восточной Азии, вполне естественно.

Все это заставляет склониться к мнению Ю. Н. Попова (1958), предполагающего сложение Охотского массива архейскими и протерозойско-кембрийскими породами и расположение в палеозойское время между ним и другим массивом, находящимся на месте современного Берингова моря, геосинклинали, в которой накопилась мощная толща не только верхнепалеозойских, но и нижнепалеозойских (включая девон и силур) отложений. После поднятий, продолжавшихся значительную часть мезозоя, на месте палеозойской геосинклинали унаследованно развилась более молодая геосинклинальная система, закрывшаяся в конце неогена.

Интересные соображения об общей структуре Охотской платформы, основанные главным образом на ее геофизической характеристике, высказал В. Г. Васильев. Ряд особенностей Охотии не позволяет, по мнению В. Г. Васильева, считать ее типичной платформой. К ним относятся: меньшая мощность земной коры по сравнению с типичными современными платформами, как, например, Русской или Западно-Сибирской; резкие изменения мощности коры (например в районе южной глубоководной впадины); дифференцированный рельеф с впадинами, поднятиями, узкими прогибами типа желобов; интенсивные тектонические проявления за сравнительно короткий промежуток четвертичного времени. Все эти черты, свойственные площади Охотского моря, указывают на неустойчивое платформенное состояние Охотского моря с тенденцией превращения его в дифференцированный геосинклинальный бассейн.

Таким образом, вопрос о тектоническом строении площади Охотского моря пока не может быть решен однозначно.

Берингово море также относится к типу краевых морских бассейнов, ограниченных со стороны материка крутым уступом материкового склона, а со стороны океана — горными сооружениями островных дуг. Особенностью этого моря является обширная материковая отмель, занимающая почти всю северную половину его площади. Другая достопримечательность донного рельефа Берингова моря — подводный хребет Ширшова (Олюторский), протягивающийся в почти меридиональном направлении от мыса Олюторского и разделяющий Берингово море на две котловины — Западную и Центральную. Дно этих котловин почти идеально ровное, глубины их достигают 4500 *м*, чаще составляя 3500—3800 *м*.

Г. Б. Удинцев (1960) предполагает, что хребет Ширшова является продолжением океанического Гавайского хребта. Не исключая такую возможность, следует указать, что подводные возвышенности северного

http://jurassic.ru/

продолжения Гавайского хребта могут сочленяться со структурами юго-восточной Камчатки. На карте Менарда (Menard, 1956) подводный хребет, продолжающий цепь Гавайских островов, имеет северо-северо-западное направление и, не доходя до Камчатки, расширяется и сложно сочленяется с валами, окаймляющими Курило-Камчатскую и Алеутскую впадины, что затрудняет его сопоставление со структурами Камчатского полуострова. Западные ограничения подводного выступа хребта, возможно, увяжутся при более детальных океанографических исследованиях с Малко-Петропавловской поперечной зоной дислокаций. На продолжении этой зоны в прибрежной части Тихого океана протягивается подводный трог, доходящий до Курило-Камчатской океанической впадины. Далее, почти строго по тому же направлению, располагается цепь поднятий морского дна, на которых, как это хорошо видно на карте осадков, составленной П. Л. Безруковым и другими авторами (1961б), глинистые осадки сменяются более крупными, алевритовыми. Эти подводные возвышенности являются, очевидно, северным окончанием подводного хребта (или его ответвления?).

Другим интересным вопросом тектоники дна Берингова моря является характер сочленения Алеутской и Курило-Камчатской дуг. Расположение западных звеньев Алеутской островной дуги — островов Беринга и Медного — на обширном поднятии морского дна, пологие складчатые дислокации третичных отложений этих островов, выходы вблизи сочленения Алеутской и Курило-Камчатской дуг древних пород, — все это позволяет предположить возможность расположения у сочленения дуг погруженного платформенного массива. Массив этот может являться частью платформы («Юкония» или «Берингия»), нахождение которой предполагалось Ю. Н. Поповым и М. Ф. Двали на месте Берингова моря. Определенных доказательств существования этой платформы пока, правда, нет.

При рассмотрении особенностей рельефа материкового склона Тихого океана опять возникает проблема происхождения подводных хребтов, отходящих от гористых полуостровов. Такие хребты, имеющие меридиональное направление, наблюдаются у полуостровов Шипунского, Кроноцкого, Камчатского Мыса. Происхождение этих хребтов пока неясно. В. И. Тихонов (1959) считает их продолжением антиклинальных структур верхнемеловых и третичных отложений, которые, по его мнению, имеют в южной половине Камчатского полуострова северо-западное простирание. Несоответствие меридионального направления подводных хребтов этому предполагаемому северо-западному простиранию структур вызывает необходимость искать другие объяснения происхождения хребтов. По мнению Г. М. Власова, они могут быть отражением в донном рельефе меридиональных структур древних пород, погребенных на Восточной Камчатке под более молодыми отложениями. Вулканические центры, существующие на площади восточных полуостровов Камчатки, могли развиваться на пересечении этих меридиональных структур с глубинным разломом северо-восточного направления, проявленным полосой положительных магнитных аномалий.

Другими формами донного рельефа, осложняющими материковый склон Камчатского полуострова, являются желоба, возможно, имеющие различное происхождение. Желоб на продолжении депрессии Авачинской губы, идущий к Курило-Камчатской впадине, несомненно, связан с поперечной Малко-Петропавловской зоной дислокаций. Узкое желобообразное, почти меридиональное по ориентировке углубление морского дна у устья р. Камчатки обусловлено, возможно, эрозией донных отложений речным потоком.

http://jurassic.ru/

Крупнейшей и наиболее тектонически активной структурой, имеющей геоморфологическое выражение на дне Тихого океана, является Курило-Камчатская впадина. Рельеф этой впадины подробно описан Г. Б. Удинцевым (1955а), высказавшим также ряд соображений о ее геологическом строении.

Курило-Камчатская впадина имеет общую протяженность более 2000 *км* и максимальную глубину 10 382 *м*. Область глубин более 9000 *м* приурочена к южной части впадины и имеет протяженность 550 *км* при ширине около 5 *км*. В северном направлении глубина впадины постепенно уменьшается, а у причленения к Камчатке Алеутской дуги впадина довольно резко выклинивается. Борта впадины крутые (до 15—20°) и имеют уступы, наклон которых достигает 45° и более, а также разделяющие уступы террасы. Самая глубокая часть впадины обладает плоским дном.

По общепринятым представлениям, Курило-Камчатская впадина представляет собой молодой, развивающийся в настоящее время (в северном направлении) тектонический прогиб. На это указывает исключительно большая сейсмическая активность впадины и очевидная связь формирования впадины с вулканическими процессами Восточного вулканического пояса. Осевая линия Восточного вулканического пояса и его продолжение на островах Большой Курильской дуги отстоят от оси Курило-Камчатской впадины на одном и том же расстоянии (около 240 *км*) в пределах почти всего протяжения Курило-Камчатской дуги. Северное окончание современного вулканического пояса совпадает с окончанием Курило-Камчатской впадины. При этом наиболее сильные современные вулканические процессы приурочиваются к северному выклинивающемуся отрезку впадины, т. е. к ее части, продолжающей дальнейшее развитие.

Сильные тектонические процессы свойственны и бортовым частям Курило-Камчатской впадины. На расстоянии от 50 до 250 *км* от оси впадины (в сторону Тихого океана) отмечаются сбросы большой амплитуды (до 800 *м*), секущие все слои осадков и выражающиеся в рельефе дна. Сбросы эти являются следствием недавних тектонических движений, происходивших на окраине ложа океана у Курило-Камчатской океанической впадины (Зверев, 1960).

Вдоль восточного края Курило-Камчатской впадины проходит так называемая «андезитовая линия», отделяющая районы с преобладающим андезитовым составом вулканических продуктов от Тихоокеанского бассейна, в котором преобладают излияния базальтовых лав.

В отношении причины возникновения и развития Курило-Камчатской впадины нет общего мнения. Большинство исследователей связывает впадину с выходом на дне океана поверхности надвига сиалической оболочки на симатическую платформу Тихого океана (или подвига второй под первую). По мнению многих авторов (Заварицкий, 1946б и др.), вдоль океанических впадин выходит поверхность, наклоненная в сторону материка, в которой сосредоточены гипоцентры землетрясений. Причиной возникновения подобной поверхности скалывания являются подкоровые процессы, возможно, связанные с конвекционными течениями. Венинг-Мейнес объясняет образование глубокой впадины впячиванием земной коры при сжатии. В. Г. Васильев рассматривает Курило-Камчатскую океаническую впадину как предгорный компенсационный прогиб, связанный с перемещением подкорового вещества. П. И. Токарев (1958), анализируя распределение фокусов землетрясений в Курило-Камчатской зоне, пришел к заключению, что для землетрясений силой более 6 баллов фокальная поверхность представляет собой не плоскость, а коническую поверхность. Максимумы вул-

http://jurassic.ru/

канической активности и энергии, выделенной во время землетрясений, приурочены к тем участкам Курило-Камчатской дуги, где от глубоководной впадины ответвляются в сторону вулканической дуги подводные желоба, соответствующие поперечным разломам.

В Камчатском проливе Курило-Камчатская впадина выклинивается и пересекается под углом около 70° с Алеутской впадиной, имеющей сходное строение с Курило-Камчатской. Важным для тектонического строения Камчатки обстоятельством является современный рост Алеутской впадины в восток-северо-восточном направлении, т. е. к Американскому континенту. В связи с этим с запада на восток в Алеутской дуге повышается рельеф островов, увеличивается сейсмическая активность. В западном звене Алеутской дуги, на Командорских островах, вообще отсутствуют четвертичные вулканические породы, появляющиеся лишь на более восточных островах Алеутского архипелага. Вулканизм Алеутской островной дуги развивался, очевидно, параллельно с развитием впадины и отличается сейчас наибольшей активностью у ее северо-восточного растущего окончания вблизи берегов Аляски.

На поверхности ложа Тихого океана у Курило-Камчатской впадины находится широкое (до 200—300 *км*) валоподобное поднятие высотой 200—300 *м*; оно протягивается вдоль почти всей Курило-Камчатской впадины, исчезая лишь в районе северных Курильских островов. Возобновившись затем у берегов Камчатки в виде резкого узкого поднятия, вал у соединения Курило-Камчатской и Алеутской дуг сливается с располагающейся там массивной возвышенностью Обручева. Вдоль склонов валов наблюдаются интенсивные протяженные нарушения и располагаются подводные вулканы. Второй океанический вал намечается вдоль южной окраины Алеутской впадины, а третий подходит, видимо, с юга, со стороны Гавайских островов. Сходные образования описаны Г. Б. Удинцевым (1960) для более южных районов Тихого океана, где океанические валы, часто сопровождающиеся подводными горами и островами, делят ложе океана на ряд океанических котловин, в которых местами возвышаются одиночные вулканические возвышенности. По мнению Г. Б. Удинцева, океанические валы являются специфическими для дна океана структурами типа сводовых поднятий, возможно не имеющих аналогов на суше. Своеобразие этих структур устанавливается и геофизическими исследованиями. В Гавайском хребте глубинные породы дают показатель скорости прохождения волн 6,75 *км/сек*, т. е. свойственный океанической коре. Однако поверхность Мохоровичича под хребтом опущена, что говорит об увеличенной под ним мощности земной коры по сравнению с прилегающей поверхностью океана. Ложе океанических котловин большинство исследователей считает участками первичной коры, находящимися в догеосинклинальной стадии развития.

В целом островные дуги и котловины краевых морей рассматриваются Г. Б. Удинцевым как структуры переходной от океанической к материковой зоны. Примкнувшие к материку участки островных дуг, обособленные цепи вулканических островов, подводные хребты, океанические валы — являются, по мнению Г. Б. Удинцева, различными стадиями процесса превращения океанических структур в структуры материковые. Таким же генетическим рядом являются различные типы котловин — от центральных котловин океана с плоским рельефом дна и незначительной мощностью осадочных отложений до краевых котловин с более дифференцированным рельефом дна и значительной мощностью осадочных накоплений.

Соответствующая эволюция вулканических сооружений проявляется переходом от рассредоточенных, без всякой связи с какими-либо

http://jurassic.ru/

линиями, вулканов на дне океанических котловин через широкие вулканические зоны на поверхности океанических валов до систем линейных рядов в островных дугах.

Некоторое сходство своеобразной антиклинальной структуры Центрально-Камчатской вулканической зоны с океаническими валами объясняется, возможно, родственностью этих структур, т. е. последовательным развитием океанических валов в вулканические поднятия типа Центрально-Камчатской вулканической зоны.

НЕОТЕКТОНИКА И СЕЙСМИЧНОСТЬ КАМЧАТКИ

Под новейшими тектоническими движениями подразумеваются деформации земной коры, происходившие в позднекайнозойское время, т. е. в неогене и четвертичном периоде. Карты неотектоники обычно иллюстрируют в суммарном выражении позднекайнозойские деформации, причем величины прогибаний оцениваются, исходя из суммарной мощности неогеновых и четвертичных отложений, а величины поднятий — по отметкам поверхностей выравнивания верхнетретичного времени и четвертичных террас.

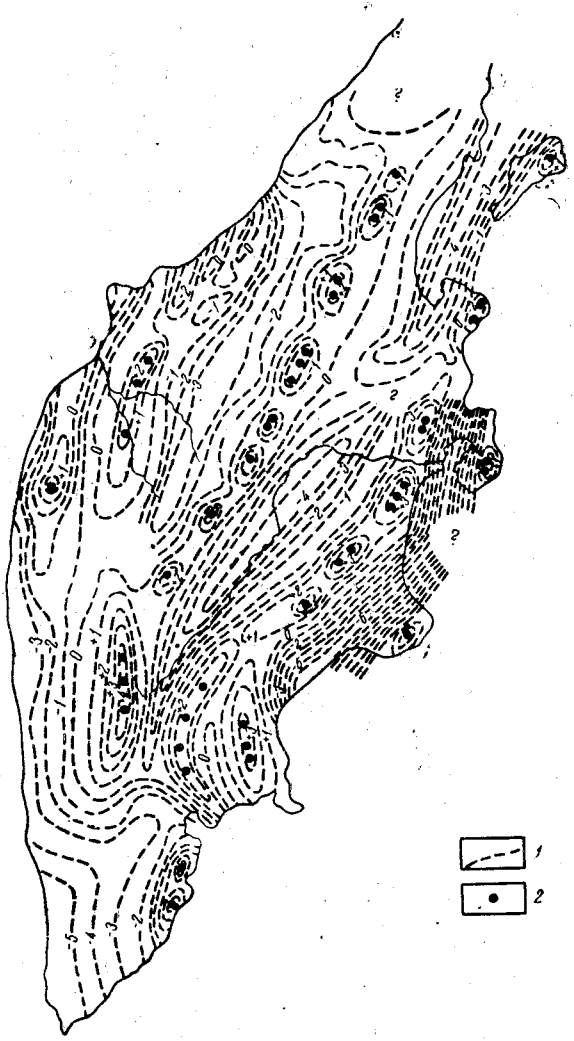


Рис. 82. Неогеновые деформации земной коры на Камчатке. По А. Е. Святловскому

1 — изолинии вертикального перемещения; линии областей опускания и поднятия (в тыс. *м*): плюсовые — поднятия, минусовые — опускания, нулевые — границы областей поднятия и опускания; *2* — вулканы

На Камчатке в конце неогена — начале четвертичного времени произошло резкое изменение общих тектонических условий, главным образом в связи с началом формирования Курило-Камчатской впадины. Это обстоятельство вызвало необходимость отступить от общепринятой методики составления карт неотектоники и составить две соответствующие карты, на которых показан характер тектонических деформаций полуострова в неогеновое время (рис. 82) и характер тектонических деформаций и сопряженность с ними вулканической деятельности в четвертичное время (рис. 83).

Для Камчатки характерны две тенденции развития структур. Первая из них проявляется в образовании геосинклинальных прогибов по периферии предшествующих складчатых зон, разбитых глыбовыми движениями. Поэтому расположение зон неогеновых дислокаций (также

http://jurassic.ru/

как и палеогеновых) совпадает с общим планом ларамийских дислокаций, но местами отличается от него вследствие глыбовых движений мезозойского фундамента по разломам, иногда косо секущим складчатые структуры. Вторая тенденция выражена в смещении прогибов к востоку, причем выдвинутые на восток прогибы являются наиболее активными тектоническими структурами (Восточный Камчатский прогиб, Курило-Камчатская океаническая впадина). Благодаря этому внешние, околоокеанические, прогибы отличаются от внутренних, околоплатформенных, рядом признаков, в том числе значительными амплитудами прогибания и, естественно, большой мощностью отложений, обилием вулканических пород, флишоидным типом отложений. Если для Западного Камчатского и Центрального Камчатского прогибов предполагаемая величина опусканий за неогеновое время составляет 2—3 тыс. *м*, то для Восточного Камчатского прогиба она равна 6—7 тыс. *м*. При общем северо-восточном направлении конфигурация неогеновых прогибов в значительной мере определялась очертаниями более древних структур (например Срединного Камчатского массива древних пород).

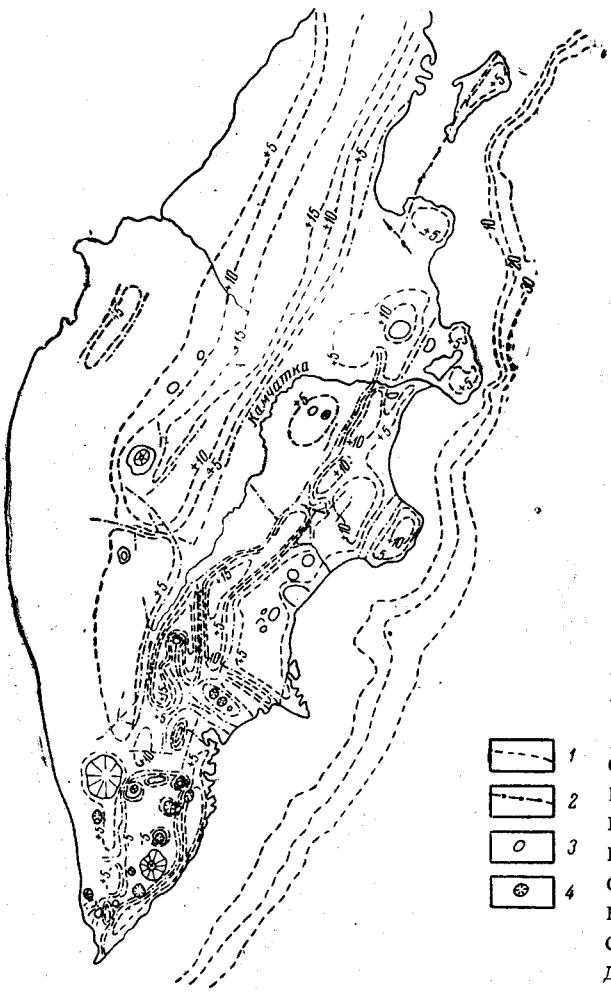


Рис. 83. Деформации земной коры на Камчатке в четвертичное время. По А. Е. Святловскому

1 — стратоизогипсы; линии областей опускания и поднятия (в сотнях метров): плюсовые — поднятия, минусовые — опускания, нулевые — границы областей поднятия и опускания; *2* — разломы; *3* — кальдеры; *4* — стратовулканы

Наиболее интенсивные поднятия в неогеновое время испытали: область Срединного Камчатского массива и находящаяся на его северо-западном продолжении площадь Тигильского поднятия; зона Камчатско-Корякского антиклинория с его юго-восточным продолжением в виде Южно-Камчатского антиклинория, испытывающего резкий изгиб на восток на юге полуострова; Восточный Камчатский антиклинорий с расположенными на его северо-восточном продолжении поднимающимися структурами Озерного полуострова и Карагинского острова; площади восточных вулканических полуостровов. Все эти структуры с различным знаком вертикальных движений и с преобладающим северо-восточным простиранием оформились уже к началу неогенового времени.

http://jurassic.ru/

Основные черты морфологии Камчатского полуострова в четвертичное время определились движениями по разломам, имевшим отчасти унаследованный характер, отчасти образованным вновь. Территория Камчатки в начале четвертичного периода разделилась на несколько поясов поднятий и опусканий. Геосинклинальный прогиб сместился в Тихий океан и образовал глубоководную впадину. Интенсивность дифференцированных тектонических движений в дальнейшем определялась близостью этой впадины и увеличивалась в юго-восточном направлении. Западные районы Камчатки характеризовались в целом незначительными величинами четвертичных вертикальных перемещений, исключая центральную часть Тигильского поднятия, которая продолжала унаследованное восходящее движение.

Четвертичные вулканические процессы в Центральной Камчатке приурочивались к западному склону Центрального Камчатского поднятия (Срединный вулканический пояс). В Восточном вулканическом поясе отчетливо проявляется приуроченность вулканов к наложенным сводообразным поднятиям, образовавшимся в трогообразных впадинах, заложенных в древнечетвертичное время.

А. Е. Святловский (1957а) отметил сопряженность в возрасте разломов, разделяющих зоны дифференцированных движений, с возрастом расположенных вблизи них вулканов. Так, вулканы действующей Ключевской группы расположены в Центральной Камчатской депрессии вблизи разлома с современными движениями вдоль западного склона хребта Кумроч. Потухший послеледниковый вулкан Бакенин расположен в районе разлома с послеледниковым возрастом последних движений. По А. Е. Святловскому, четвертичное тектоническое развитие горных систем Камчатки происходит путем ступенчатых поднятий, все более и более молодых по направлению к Тихому океану. В том же направлении происходит последовательное развитие вулканических процессов. Поэтому в расположении вулканов различного возраста замечается соответствие с возрастом тектонических поднятий фундамента вулканов.

Крупные разломы северо-западного направления способствовали дальнейшему оформлению Малко-Петропавловской зоны дислокаций, образовавшейся еще в донеогеновое время. Образование продольной тектонической депрессии р. Авачи, углубление подводного трога на ее продолжении, развитие северо-западных рядов вулканов, окаймляющих депрессию, — все это еще более усилило сходство этой зоны с Фосса Магна Японии.

Неоднократные изменения направления вертикальных движений Камчатки в течение четвертичного времени выражаются подводными и надводными морскими террасами.

На юго-восточном побережье Камчатки хорошо проявляются признаки ингрессии моря, затопившего большие долины ледникового происхождения, у выхода из которых встречаются валы конечных морен, лежащих под водой, и подводные террасы. У берегов Восточной Камчатки имеются также подводные речные долины и каньоны субаэрального происхождения, погруженные в настоящее время на глубину до 2000 *м*. Вместе с тем по берегам полуострова известны серии морских террас, расположенных на высотах до 240 *м*; возможны и более высокие уровни морских террас, которые, однако, пока являются проблематическими.

По сохранившимся обширным останцам позднеплиоцен-древнечетвертичной поверхности выравнивания можно судить, что в конце третичного времени происходило длительное выравнивание поверхности суши Камчатки при более или менее постоянном положении базиса

http://jurassic.ru/

эрозии. Сейчас эта выровненная поверхность поднята в некоторых районах Камчатки на высоту до 900—1200 *м*. Таким образом, общая амплитуда вертикальных движений различных знаков на Камчатке за четвертичное время составляет более 3000 *м*. Следует, правда, учесть, что на эти движения налагались эвстатические колебания уровня океана.

Высота поднятия позднеплиоцен-древнечетвертичной поверхности выравнивания над современным уровнем моря показывает суммарную амплитуду четвертичных поднятий. Наибольшего значения (800—1100 *м*) поднятия достигают в южной и центральной частях Камчатского полуострова. К югу, на Северных Курильских островах, высота поднятия выровненной поверхности уменьшается до 800—900 *м*. К северу наблюдается также уменьшение амплитуды поднятий ее до 700—800 *м* (Власов, 1958в). По данным А. В. Горячева (1960а), от Северных Курильских островов к Средним Курильским островам происходит дальнейшее понижение этой характерной поверхности.

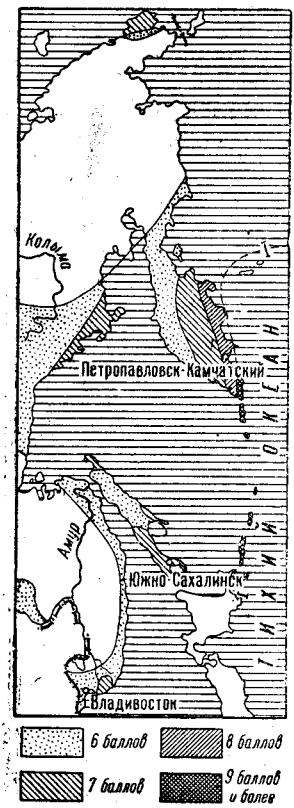


Рис. 84. Схема сейсмического районирования востока СССР. По Г. П. Горшкову

Хронология четвертичных вертикальных движений еще в достаточной степени не установлена. Имеющиеся данные указывают на общее поднятие площади Камчатки в начале четвертичного времени и происходившее затем погружение очень большой амплитуды, лишь частично компенсированное последующими прерывистыми поднятиями.

По наблюдениям А. Т. Владимирова (1959), с раннечетвертичного времени Западная Камчатка дважды испытала опускания и поднятия. Серия крупных подводных валов, обнаруженная вдоль берега Западной Камчатки на глубинах 200—500 *м* (в 70—100 *км* от современной береговой линии), свидетельствует о значительном относительном повышении уровня моря в раннем плейстоцене. В верхнем плейстоцене произошло поднятие западного побережья Камчатки на 80—100 *м*. При новой трансгрессии, уже в голоцене, относительное повышение уровня моря составило 40—50 *м*. Медленные опускания берегов Западной Камчатки происходят и в настоящее время. На некоторых участках Западной Камчатки горизонтальное отступание берега достигает 0,5 *м* в год. Наибольшему воздействию моря подвергается выпуклый отрезок береговой линии в средней части Западного побережья. За счет его размыва происходит аккумуляция осадков и выдвижение в море береговой линии на северном участке. Южный отрезок берега Западной Камчатки остается стабильным.

Камчатка вместе с прилегающими акваториями Тихого океана относится к наиболее сейсмически активному району Земли — Тихоокеаническому поясу. На рис. 84 дается схема сейсмического районирования Курило-Камчатского района. Из нее видно, что главным сейсмическим поясом района является Курило-Камчатская глубоководная впадина, представляющая собой сейсмогенетическую зону, сила землетрясений в которой иногда превышает 9 баллов. Так как эта зона располагается вне пределов полуострова, сила землетрясений, дости-

http://jurassic.ru/

гающих берегов Камчатки, уменьшается. Наиболее сильные землетрясения проявляются на восточном побережье Камчатки, обычно они имеют силу 6—7 баллов, еще более ослабевая к западу. Второй ближайшей сейсмогенической зоной является Алеутская глубоководная впадина, имеющая близкое к широтному простирание. Влияние землетрясений с гипоцентрами в пределах впадин слабеет по мере движения в северные районы Камчатки. Поэтому зоны различной сейсмической активности проходят на площади Камчатки в виде поясов северо-северо-восточного направления, к северу изменяющегося на почти широтное.

На карте сейсмического районирования к районам с девятибальными землетрясениями отнесен лишь небольшой участок Юго-Восточной Камчатки у причленения Курильских островов. Однако землетрясение, происшедшее 4 мая 1959 г., вызывает необходимость внести в карту ряд исправлений, расширив зону девятибальных землетрясений на восточном побережье Камчатки, установив ее пределы от мыса Лопатки на юге до п-ова Камчатского Мыса на севере (Горячев, 1960б). Эпицентр землетрясения 4 мая 1959 г. находился в Курило-Камчаткой впадине, на расстоянии 160 *км* от г. Петропавловска. Глубина очага устанавливается примерно в 20 *км* (Черемных, 1960). При этом, сильнейшем за последние 35 лет, землетрясении разрушения в г. Петропавловске соответствовали силе землетрясения в 8, а для некоторых участков и более баллов (Христофоров и др., 1960). Плейстосейстовая область, имеющая форму неправильного овала, ориентированного в северо-западном направлении, включает район Авачинской губы, п-ов Шипунский и южную часть Кроноцкого залива. 18 июня того же года последовало другое землетрясение, проявившееся в районе с. Жупаново с силой 9 баллов. Глубина очага этого землетрясения определена в 5—8 *км*. Предполагают, что причиной землетрясения явилось опускание площади дна Кроноцкого залива при одновременном поднятии массивов полуостровов Шипунского и Кроноцкого (Горячев, 1960б).

Наиболее часто землетрясения происходят на участках пересечения главного сейсмогенетического пояса (Курило-Камчатская впадина) с поперечными разломами, выраженными геоморфологическими желобами и глубокими проливами, разделяющими Курильские острова на три группы (Южную, Среднюю и Северную). Здесь эпицентры землетрясений часто бывают расположены ближе к побережью Камчатки. К таким районам относится и зона пересечения Алеутской и Курило-Камчатской впадин, где эпицентры приближены к Усть-Камчатску. Другим районом с повышенной сейсмичностью является океаническое дно близ Авачинской губы. В обоих этих районах океанологические исследования показали наличие близ берегов Камчатки крутых сбросовых уступов, больших глубин и подводных каньонов. Все эти особенности подводного рельефа связаны с недавними смещениями тектонического порядка.

Смещения блоков земной коры при землетрясениях происходят и в значительном удалении от эпицентров. Так, при землетрясении 5 декабря 1952 г. с эпицентром у восточного побережья Камчатки произошло погружение под уровень Курильского озера участка северного берега шириной около 100 *м*.

На территории Восточной Камчатки, помимо землетрясений, идущих со стороны Тихого океана, возникают более слабые землетрясения, связанные с дифференцированными тектоническими движениями в горных сооружениях Камчатки, а также с вулканической деятельностью.

http://jurassic.ru/

Тектонические землетрясения на площади Камчатки являются производными общего процесса дифференцированного поднятия полуострова, происходящего на фоне общего дифференцированного опускания глубоководной океанической впадины. Эти землетрясения связаны с продольными, северо-восточными, и поперечными, северо-западными разломами. Глубина гипоцентров их обычно измеряется немногими десятками километров или даже единицами километров.

Вулканические землетрясения вызываются динамикой вулканических очагов. Изучение их важно для прогноза извержений вулканов. Г. С. Горшков (1954г) наблюдал два типа вулканического дрожания. Один вызывался подвижками магмы в нижних частях вулканического канала и предшествовал взрывам из вершинного кратера. В одном случае такое дрожание началось за 2,5 месяца и окончилось за 12 дней до первого взрыва в вершинном кратере Ключевского вулкана. Оно может быть одним из признаков приближения извержения и с точки зрения прогноза времени и силы извержения заслуживает самого серьезного изучения. Другой тип дрожаний был непосредственно связан с боковыми извержениями и излияниями лавы на поверхность; ему предшествовал рой многочисленных сейсмических толчков, в результате которых был подготовлен путь для магмы и излияния ее на поверхность. По записям на сейсмографах вулканического дрожания второго типа можно безошибочно определить начало побочного извержения и излияния лавы. Определяя наклон поверхности рельефа у вулканов, Г. С. Горшков (1954б) пришел к заключению, что усиление деятельности Ключевского вулкана вызывается подвижками по вулкано-тектоническим разломам (а не наоборот).

Помимо землетрясений небольших глубин (40—60 *км*) и вулканических землетрясений, гипоцентры которых иногда лежат в жерле вулканов выше уровня моря, на Камчатке и к западу от нее проявляются землетрясения средне- и глубокофокусные с гипоцентрами, глубина которых постепенно возрастает в сторону материка и достигает 700 *км*. Они связаны с зоной потенциальных разрывов, лежащей в пределах теоретически предполагаемой поверхности, падающей под континент Азии и отделяющий материк от Тихого океана (Заварицкий, 1946б). По Н. В. Кондорской (1959), в районе Курило-Камчатской дуги выделяются три фокальные поверхности, в одной из которых располагаются гипоцентры землетрясений глубиной 0—90 *км*, во второй — от 100 до 280 *км*, в третьей — более 300 *км*. Наибольшее количество энергии приходится на поверхностные землетрясения.

При сильных землетрясениях с гипоцентрами в пределах Тихого океана (особенно Курило-Камчатской впадины) могут образоваться сбросы, вызывающие быстрые изменения объемов впадин, вследствие чего в воде возникают волны сжатия и расширения. Сходные явления могут иметь место при взрывах подводных или островных вулканов, а также при оползаниях массы донных осадков на крутых подводных склонах. Волны сжатия и расширения, достигая поверхности океана, приводят к образованию морских волн — цунами. Цунами возникают обычно в виде серии из нескольких волн с периодами от 10 до 30 *мин*. Наибольшую величину обычно имеет вторая волна. Длина волн достигает 100—300 *км*, скорость их распространения около 690 *км/час*. При такой скорости волны, возникшие в Курило-Камчатской впадине, достигают берегов Камчатки через 15—20 *мин*.

В открытом океане такие волны почти незаметны и не причиняют ущерба судам. При уменьшении глубины, у берегов волны цунами теряют скорость, что сопровождается увеличением их высоты и крутизны передней части. Волны принимают вид водяной стены, с силой

http://jurassic.ru/

обрушивающейся на побережье. Разрушающая деятельность волн цунами во многом зависит от характера подводного рельефа материковой отмели. Наибольшая высота волн наблюдается в тех случаях, когда материковая отмель имеет ширину не более 30—50 *км* и испытывает плавный подъем к берегу, не нарушаемый подводными возвышенностями, впадинами и рифами. Последние, ограждая бухты, могут, однако, способствовать росту цунами на мелководье. Особенно способствуют росту волн цунами бухты с широким входом, быстро сужающиеся в сторону суши. В таких бухтах высота волн может достигать 20—30 *м*.

По А. Е. Святловскому (1956в) и Г. И. Попову (1959), на континентальном склоне Курило-Камчатской впадины имеются три цунамигенные зоны, главная из которых лежит у побережья Камчатки к югу от стыка Курило-Камчатской и Алеутской дуг. Все известные эпицентры землетрясений, вызывающие цунами, располагаются между изобатами 3000 и 6000 *м*. По генезису и силе имеются резкие различия между цунамигенными землетрясениями внешними, т. е. близкими к оси глубоководной впадины, и внутренними, более приближенными к берегам Камчатки. Первые приводят в движение большую массу воды и волны охватывают большие расстояния. При ближних землетрясениях распространение волн экранируется выступами берега и их подводными продолжениями и волны не бывают значительными. Вторая цунамигенная зона находится в Курило-Камчатской впадине почти напротив г. Петропавловска, который, к счастью, хорошо огражден от волн цунами узкими скалистыми «воротами», пропускающими лишь небольшой участок волн, которые расходятся затем по всей ширине бухты, вызывая лишь небольшое повышение уровня воды в бухте. Третья цунамигенная зона расположена южнее, у Курильских островов.

Последнее сильное цунами произошло 5 ноября 1952 г. Очаг его находился в Курило-Камчатской впадине, несколько южнее мыса Шипунского. Глубина очага была определена порядка 20—30 *км*. Большие волны захватили участок тихоокеанского побережья протяжением более 700 *км* — от о. Онекотана на юге до Кроноцкого полуострова на севере. Наибольшей высоты (12—15 *м*) волны достигали на северных Курильских островах и в фиордовых бухтах Южной Камчатки. Возникновению цунами предшествовало землетрясение, сила которого в прибрежных районах Камчатки достигала 6—7 баллов. Разрушительные волны появились у восточного берега Камчатки через 30—40 *мин* после землетрясения. За землетрясением последовало извержение вулкана Креницына (о. Онекотан) и наблюдалась небольшая активизация камчатских вулканов Авачинского, Корякского, Мутновского, Горелого, Карымчина, Семячика, Ключевского, а также вулкана Карпинского на о. Парамушире.

Бóльшая скорость сейсмических волн по сравнению с волнами цунами позволяет организовать предупредительную службу для своевременного оповещания населения о подходе цунами. При определении с помощью сейсмографов положения эпицентра землетрясения в районе океанической впадины, населенным пунктам, которым угрожает цунами, подаются сигналы о возможном подходе волн. При небольшом расстоянии от Курило-Камчатской впадины до берегов Камчатки большую трудность представляет организация своевременной передачи сигналов, которая должна быть по возможности автоматизирована.

Не всегда землетрясение, даже с очагом в пределах Курило-Камчатской впадины, вызывает цунами. Необходимой предпосылкой для

http://jurassic.ru/

возникновения цунами является образование интенсивной волны давления, что вызывает звуковые явления. Звук распространяется в морской воде значительно быстрее, чем волны цунами. Поэтому при организации службы оповещения существенную помощь оказывают гидроакустические наблюдения. Обычно цунами начинается не с агрессивной волны, а с понижения уровня океана, поэтому для своевременного оповещания о цунами могут быть использованы мареографические наблюдения, например непрерывная регистрация уровня океана в различных пунктах побережья. Характерной чертой большинства цунами является отступание океана от берега, совпадающее с моментом образования ложбины волны перед приходом ее гребня. Отступание похоже на исключительно сильный отлив, происходящий в неурочное время и очень быстро. Признаком начавшегося отступания океана является необычная тишина, сменяющая шум прибоя. На Курило-Камчатском побережье отступание океана длится не более 5—15 *мин*, после чего приходят высокие волны.

http://jurassic.ru/

Глава седьмая

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

ГЕОМОРФОЛОГИЯ КАМЧАТСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Тектоника третичного и четвертичного периодов, молодой вулканизм, продолжающийся и в наше время, неоднократные оледенения, деятельность моря, рек и других рельефообразующих факторов — все это создало на Камчатке своеобразные сочетания разнообразных форм рельефа.

Опубликованные материалы по геоморфологии этой страны очень немногочисленны. Из работ 30—50-х годов наиболее известны статьи С. А. Кушева и Ю. А. Ливеровского (1938, 1940) по Центральной Камчатке, Г. М. Власова и Ю. Ф. Чемекова (1949, 1950, 1959б) по Северной Камчатке. В этих статьях на примерах упомянутых районов намечены основные черты развития рельефа всего полуострова. Кроме этих работ, опубликован ряд статей и сообщений, в которых освещены отдельные вопросы геоморфологии (Буданов и др., 1957; Зенкович, 1947; Богатырев, 1940; Чемеков, 1957).

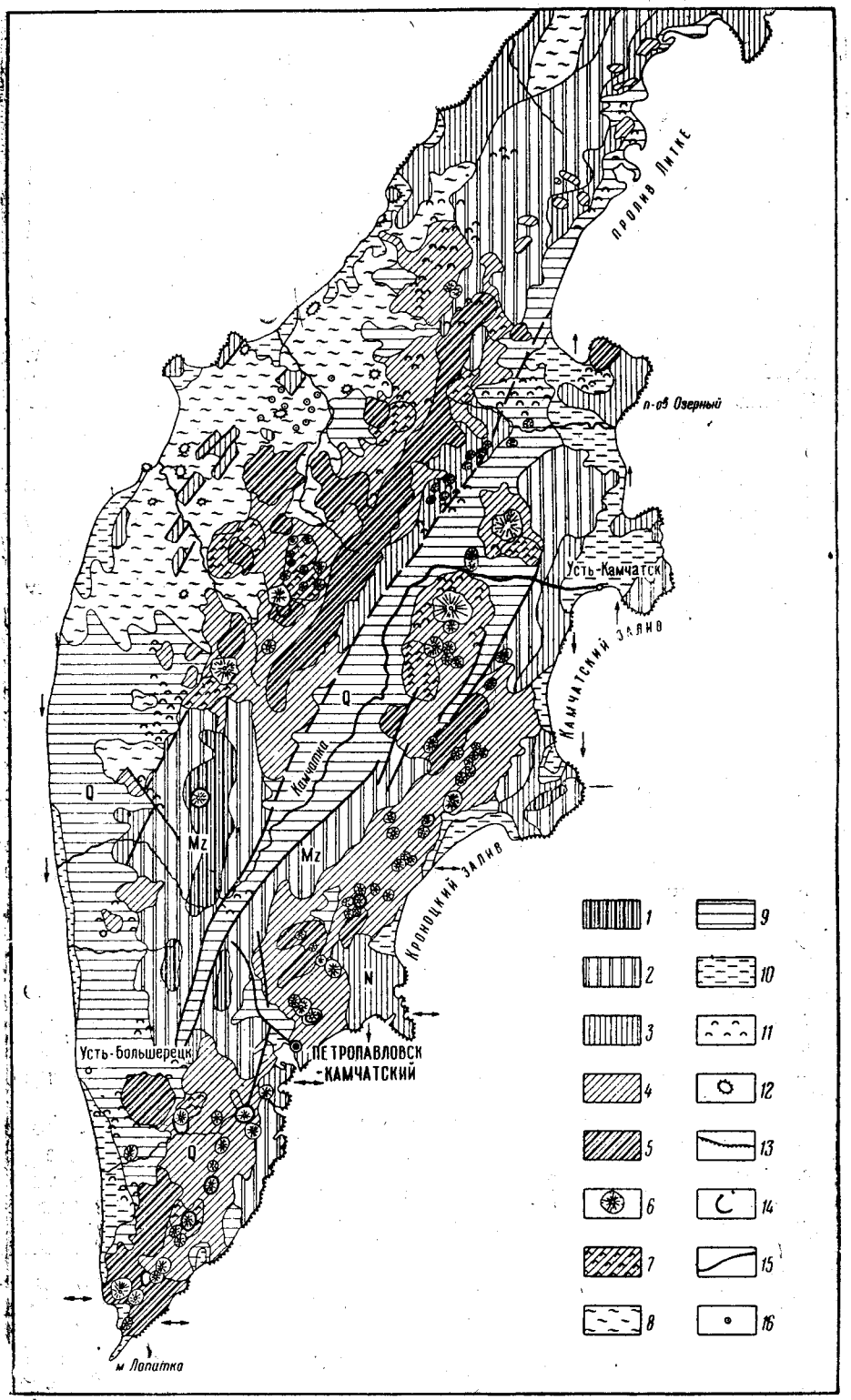
По существующим представлениям, в третичное время западные окраины Тихого океана входили в геосинклинальную область. Еще в начале плиоцена значительная часть Камчатки была покрыта морем, омывавшим восточные берега обширного континента — Охотии. В морском бассейне происходило быстрое накопление осадочных и туфогенно-эффузивных пород, мощность которых достигала нескольких километров. Над уровнем моря поднимались только отдельные острова, расположенные в основном в области современных Срединного и Восточного хребтов.

В конце плиоцена произошло существенное изменение географии этой области: на месте Охотии образовалось Охотское море, отделенное от океана Курило-Камчатской островной дугой. Сама Камчатка к этому времени приняла границы, близкие к современным, рельеф ее в конце плиоцена и начале четвертичного времени характеризовался значительной выровненностью. Горный рельеф полуострова был создан преимущественно процессами четвертичного времени.

Крупные разломы северо-восточного направления, параллельные оси островной дуги и главным складчатым структурам области, в значительной мере определили очертания полуострова в целом, а также обусловили своеобразное зональное чередование главных горных хребтов и понижений.

В общих чертах полуостров образован четырьмя блоками, вытянутыми в север-северо-восточном направлении. На западном, относительно опущенном блоке располагается Западная Камчатская равнина, соседний поднятый блок преобразован в Срединный хребет, следующий (к востоку) — опущен и занят Центральной Камчатской депрессией; крайний восточный блок снова поднят и образует Восточный хребет, к которому примыкают вулканические нагорья, омываемые Тихим океаном. Эти блоки нарушены менее значительными разломами

http://jurassic.ru/



http://jurassic.ru/

северо-западного направления, а дифференцированные подвижки по этим разрывам усложняют рельеф.

Наряду со складчато-глыбовой тектоникой в третичной и четвертичной истории формирования рельефа полуострова важное место занимает вулканизм. Массовые излияния основных лав, выбросы больших масс туфов создали на выровненном предшествующими экзогенными процессами рельефе обширные вулканические плато, высокие горные хребты и многочисленные отдельно стоящие стратовулканы. Многие из последних и сейчас возвышаются в виде гигантских правильных конусов высотой более 4000 *м*, придавая камчатскому пейзажу своеобразную красоту.

Тектоника и вулканизм являются основными факторами, обусловившими характерные черты рельефа Камчатки: на полуострове имеют место две главные морфологические категории — горный рельеф и равнинный рельеф. В пределах каждой категории, помимо главных факторов, действовали и действуют многие другие агенты — речная эрозия и аккумуляция, деятельность ледников и ледниковых вод, деятельность моря, физическое выветривание и др. В результате совокупного действия многообразных по своему характеру и значимости факторов, проявляющихся в определенных геологических и физико-географических условиях, на Камчатке наблюдаются различные генетические типы рельефа и его морфогенетические разновидности (подтипы) (рис. 85).

Горный рельеф

По своему происхождению горный рельеф на Камчатке относится к денудационно-тектоническому, денудационно-вулканическому и вулканическому.

Денудационно-тектонический рельеф

Камчатка расположена в области, в тектоническом отношении принадлежащей к наиболее активным не только в СССР, но и во всем мире. Этим и определяется интенсивность рельефообразования, связанного с тектоническими процессами. О дифференцированных блоковых движениях четвертичного периода свидетельствуют перехваты рек, обусловливающие резкие повороты их долин. Так, например, в южных отрогах Срединного хребта можно встретить небольшие речки, которые, выйдя в предгорья, вдруг резко поворачивают и текут под острым углом в направлении гор на протяжении нескольких километров, впадая в основные реки. К этому можно добавить, что и главные черты гидрографической сети связаны с тектоникой. Многие крупные речные долины имеют направления основных тектонических разрывных нарушений — меридиональное, северо-восточное и северо-западное.

В настоящее время наиболее активна в тектоническом отношении южная половина Камчатского полуострова. Частые тектонические

Рис. 85. Схематическая геоморфологическая карта Камчатки. По В. П. Мокроусову, 1960 г.

Денудационно-тектонический рельеф: *1*—высокий альпинотипный (1700—2000 *м*), *2* — среднегорный (1000—1200 *м*), *3* — низкогорный (600—700 *м*); денудационно-вулканический рельеф: *4* — расчлененные вулканические плато (средние абс. выс. 400—800 *м*), *5* — вулканические хребты и массивы — разрушенные вулканы центрального типа (абс. выс. до 1000—2500 *м*); вулканический рельеф: *6* — конусообразные вулканы центрального типа (абс. выс. до 4750 *м*), *7* — современные лавовые покровы, потоки, мелкие шлаковые конусы (кекурник); равнинный рельеф: *8* — денудационные равнины — поверхности денудационного выравнивания (абс. выс. от 5 до 300 *м* с отдельными останцевыми горами), *9* — аккумулятивные континентальные равнины (абс. выс. до 200 *м*), *10* — аккумулятивные морские и лагунно-морские равнины (абс. отм. до 200 *м*), *11* — моренные гряды и поля; *12* — эрозионные останцевые возвышенности; *13* — высокие абразионные берега; *14* — кальдеры; *15* — тектонические нарушения, выраженные в рельефе; *16* — экструзивные купола, отпрепарированные денудацией; Mz—возраст рельефа. Стрелки на карте: направленная вверх — относительное поднятие берегов, вниз — относительное опускание берегов, горизонтально — стабильное положение берегов

http://jurassic.ru/

землетрясения порой приводят к существенным изменениям рельефа. В Южно-Быстринском хребте, в долине одного из притоков р. Быстрой, в 1952 г. В. П. Мокроусов наблюдал обширное проточное озеро, подпруженное скалистой перемычкой. В воде озера стояли затопленные безжизненные деревья. По рассказам местных жителей, озеро образовалось после одного из землетрясений, когда на пути реки поднялись скалы. На выходе р. Вахвиной из Валагинского хребта наблюдался сброс, нарушивший флювиогляциальную 20-метровую террасу (ее поверхность смещена по вертикали на 10 *м*). В низкогорном рельефе в бассейне р. Белоголовой вблизи побережья имеется одиноко стоящая возвышенность, которая рассечена субмеридиональным разрывом и отдельные части ее сдвинуты вдоль тектонической линии на несколько сот метров.

Современные денудационные процессы идут также весьма интенсивно: в горах продолжается глубинная эрозия, существенную роль играет физическое выветривание, особенно в высокогорных районах, где хребты поднимаются выше зоны древесной и кустарниковой растительности.

Основными районами распространения денудационно-тектонического рельефа являются главные хребты Камчатки — Срединный хребет, в своей северной и южной частях (соответственно от камчатского перешейка до рек Паланы и Хайлюли и от р. Ичи до р. Плотниковой), и Восточный хребет (хребты Кумроч, Валагинский, Ганальский, часть Южно-Быстринского). Менее значительные и разобщенные участки денудационно-тектонического рельефа встречаются в виде невысоких гор на севере Западной Камчатской равнины (хребты Медвежий и Пенсантайн) и на побережьях: на западном — в районах мысов Омгон, Утхолок, Хайрюзова; на восточном — на полуостровах Озерном, Камчатского Мыса, Шипунском и участке побережья между бухтами Авачинской и Ходуткинской.

Денудационно-тектонический рельеф сформировался на поднятых блоках складчатых дочетвертичных горных пород. Наиболее древним следует считать рельеф, образованный на кристаллических докембрийских породах южной части Срединного и Ганальского хребтов. В большинстве же районов начало образования рельефа относится ко второй половине третичного периода, когда началось отступление миоценово-плиоценовых морей, покрывавших значительные территории полуострова.

Морфология денудационно-тектонических гор в основном определяется соотношением амплитуды и скорости тектонических поднятий и скорости денудации поднимающихся блоков. В зависимости от этого можно выделить высокогорный, среднегорный и низкогорный рельеф.

Высокогорный рельеф развит в приводораздельной части Срединного хребта, в верховьях рек Кихчик, Пымты, Воровской, Колпаковой, Андриановки и в Ганальских Востряках. Наиболее распространенные высотные отметки водоразделов здесь достигают 1700—2000 *м*, а глубина вреза речных долин 900—1200 *м*. Голые скалистые водораздельные гребни с неприступными вершинами, глубокие ущелья, в которых текут бурные горные потоки, многочисленные кары с многолетними снежниками и небольшими ледниками придают местности суровый вид альпийского рельефа.

Наиболее резкие формы рельефа характерны для крепких пород: интрузивных, гнейсов, кристаллических сланцев. В местах развития этих пород гребни гор имеют пилообразную форму, вершины — вид пиков, склоны изобилуют обрывами. Примером такого рельефа могут служить Ганальские Востряки и ряд участков центральной части Сре-

http://jurassic.ru/

динного хребта, где развиты интрузивы и крутопадающие толщи кристаллических сланцев. Большое влияние на формы рельефа оказывает ориентировка тектонических структур по отношению к направлению хребтов. Наиболее резкие формы присущи хребтам, в которых породы простираются поперек их оси. Если простирание пород и направление хребтов согласны, склоны, расположенные по падению, обычно более пологие, чем склоны, противоположные падению. Более крутыми являются также северные склоны по сравнению с южными. Хребты, сложенные относительно легко разрушающимися породами — филлитами, песчаниками, некоторыми разностями кристаллических сланцев и т. п., в основном сохраняют все особенности высокогорного рельефа, но гребни их сглажены, склонам присущи относительно мягкие очертания вследствие большого количества делювия на склонах и у подножий.

Одной из характерных черт высокогорья является ледниковый рельеф, в котором основное место занимают скульптурные формы. Очень многие долины рек, расчленяющих Срединный хребет, имеют форму трогов. Главные троги обладают большой протяженностью и достигают подножий хребта со стороны Западной Камчатской равнины или Центральной Камчатской депрессии. Многие небольшие долины — боковые ответвления основных — также обработаны ледниками. В большинстве случаев троги в них развиты только в верховьях, а самое начало долин представляет собой кары. Последние встречаются и в среднегорье, но особенно характерны они для высокогорья Срединного и Ганальского хребтов.

По морфологии рельефа к высокогорью условно можно отнести Кроноцкие горы, расположенные на одноименном полуострове Восточной Камчатки. Эти горы невысокие (1300—1200 *м*), однако широко распространенные здесь многолетние ледники и фирновые поля, над которыми в виде нунатаков выступают скалистые вершины и гребни гор, лишенные растительности, глубокие ущелья, прорезающие горы, близость моря, создающего резкие контрасты высот, — все это придает местности вид альпийского высокогорного рельефа.

Среднегорный рельеф занимает наибольшие площади денудационно-тектонического рельефа. Там, где имеются участки высокогорного рельефа, среднегорье обрамляет их, представляя собой более удаленные от водоразделов горные районы, а в большинстве случаев — самостоятельные горные цепи и горные массивы. Наиболее распространенные абсолютные высоты гор здесь 1000—1200 *м*, а относительные превышения водоразделов над дном долин 600—800 *м*.

По сравнению с высокогорьем средневысотные горы отличаются менее резкими формами вершин и склонов. Это обусловлено следующими факторами: среднегорье развилось на менее поднятых частях главных блоков — горстов; здесь в основном распространены менее устойчивые к выветриванию породы — филлиты, песчаники, вулканогенные породы; в области среднегорья склоны, как правило, от подножий до высоты 800—900 *м* покрыты густыми зарослями кустарниковой и травяной растительности, которая препятствует физическому выветриванию, задерживает делювий.

Средневысотные горы характеризуются узкими, но в общем сглаженными водоразделами с отдельными скалистыми выступами, образованными крепкими разностями пород. Вершины имеют куполообразные или пирамидальные, слегка заостренные формы. Бо́льшая часть склонов, особенно их подножия, покрыта делювиальными осыпями, которые сглаживают рельеф. Скалистые, обнаженные участки, как правило, располагаются в верхней части склонов. Правда, в некоторых

http://jurassic.ru/

районах среднегорья с относительно небольшими высотными отметками, например, в южной части хребта Кумроч, в Валагинском и Ганальском хребтах и вблизи побережья Тихого океана, по рекам Вилюче и Жировой, рельеф по резкости форм не уступает самым высокогорным участкам. Здесь благодаря проявлению интенсивных дифференцированных движений по многочисленным разломам произошло значительное относительное перемещение мелких блоков. Амплитуды перемещений достигают 900—1000 *м*. Опущенные блоки представляют собой глубокие депрессии с прямолинейными обрывистыми бортами (грабены долин рек Щапиной, Хапицы и др.) или узкие, далеко вдающиеся в сушу морские заливы (бухты Вилючинская, Жировая, Ахомтен) с высокими, до 600—800 *м*, обрывистыми берегами, спускающимися прямо в океан.

Ослабленные зоны многих разломов благоприятны для образования в них речных долин. Такие долины обычно прямолинейны, в их обрывистых склонах часто отмечаются тектонические брекчии и другие следы движения разобщенных блоков. В качестве примеров можно привести долины рек Быстрой, Паратунки, Колпаковой.

Низкогорный рельеф развит в пределах средневысотных гор, но, кроме того, он присущ и многим самостоятельным горным массивам, хребтам и возвышенностям. Большая площадь низкогорья располагается вдоль Охотского побережья в северной части полуострова, к северу от мыса Пенсепель; этот рельеф характерен для небольших хребтов Пенсантайн и Медвежий и горных массивов у мысов Омгон и Утхолок. На востоке полуострова значительные участки низкогорья расположены на полуостровах Озерном, Кроноцком, Шипунском и др. Наиболее распространенные абсолютные высоты водоразделов низкогорья от 400 до 800 *м*, относительные высоты здесь колеблются в пределах 100—400 *м*.

Основные морфологические особенности низкогорья заключаются в том, что положительные и отрицательные элементы рельефа имеют мягкие очертания; резкие формы здесь встречаются редко. Невысокие горы имеют широкие выпуклые или плоские вершины, относительно пологие склоны, поросшие кустами ольхи, кедрового стланика, рябины, березовыми лесами и т. п. Сглаженные формы рельефа образовались в результате незначительных и медленных поднятий и длительной денудации. Основным фактором разрушения горных пород в области мелкогорья является эрозия реками и временными потоками, а также плоскостной смыв мелкообломочных частиц пород с пологих склонов с образованием делювиальных шлейфов.

Скалистые выходы на водоразделах и в верхних частях склонов здесь встречаются редко. Более резкие формы характерны для нижних частей склонов, где интенсивная глубинная эрозия в долинах приводит к образованию крутых уступов, обрывов и т. д., подходящих прямо к бурным потокам. В свое время эти относительно обширные участки были равнинами. Благодаря сравнительно меньшему, чем близлежащие хребты, поднятию и расчленению, они превратились в низкие горы, сохранившие элементы первоначального рельефа в виде плоских вершин. Одной из причин сохранения реликтов древнего рельефа на упомянутых участках явилось и то, что они сложены устойчивыми к выветриванию породами. Там, где породы менее устойчивы, низкогорье, образовавшееся аналогичным путем, не имеет таких реликтовых форм. Например, в западных предгорьях Срединного хребта (бассейнов рек Колпаковой, Воровской) мелкогорье развито на легко разрушающихся неогеновых песчаниках. Здесь горы очень мягких очертаний, с куполообразными вершинами и пологими склонами, плавно опускаю-

http://jurassic.ru/

щимися в широкие речные долины. Подобный же рельеф распространен и вдоль Охотского побережья, севернее мыса Пенсепель.

Несколько иначе образовались хребты Медвежий, Пенсантайн, мелкогорье Утхолокского и Омгонского мысов. Эти горы представляют собой небольшие горсты, поднятые над денудационной равниной. Интенсивная эрозия здесь полностью уничтожила неустойчивые осадочные третичные породы, обнажив более древние крепкие туфоэффузивные и кремнистые породы верхнего мела.

Довольно значительная полоса низкогорного рельефа тянется вдоль западного борта Центральной Камчатской депрессии и продолжается за ее пределы до Камчатского перешейка. Здесь низкогорье развито за счет разрушения третичных эффузивно-осадочных пород, некогда покрытых маломощными горизонтальными покровами четвертичных эффузивов. Денудационные — главным образом эрозионные — процессы почти полностью уничтожили покровы эффузивов, сохранившихся лишь на широких вершинах и водоразделах и виде элювиальных развалов. Местами, например в районе пос. Оссоры, в области низкогорья встречаются и более сохранившиеся покровы, образующие платообразные поверхности.

Денудационно-вулканический рельеф

Рельеф, образованный вулканической деятельностью, является одной из достопримечательностей Камчатки. Горные цепи, составленные из близко расположенных вулканов, отдельные массивы разрушенных вулканов и правильные их конусы можно встретить во многих частях вулканических областей полуострова. Основными районами распространения вулканического рельефа являются часть Срединного хребта (от рек Хайлюли и Паланы на севере до Ичинского вулкана и бассейна р. Кирганика на юге) и вулканические нагорья Восточной и Юго-Восточной Камчатки, протягивающиеся почти непрерывно от вулкана Шивелуч до мыса Лопатки.

В большинстве случаев вид первоначальных вулканических сооружений в той или иной степени изменен эрозией, ледниками и другими экзогенными факторами, поэтому генетически это денудационно-вулканический рельеф. По морфогенетическим признакам в описываемом типе рельефа различаются расчлененные вулканические плато, вулканические хребты и массивы (разрушенные центральные стратовулканы).

Расчлененные вулканические плато. К началу четвертичного периода территория Камчатки представляла собой пенепленизированную поверхность с небольшими возвышенностями древних пород и отдельными вулканами, образовавшимися еще в неогеновое время.

Поднятия в начале четвертичного времени вызвали оживление и развитие крупных расколов, излияния базальтовых и андезитовых лав. Особенно интенсивные излияния происходили в центральной части Срединного хребта и вдоль восточного побережья полуострова.

В ранние этапы эффузивной деятельности четвертичного цикла происходили массовые трещинные излияния базальтовых лав, а в некоторых местах (район между Кроноцким и Шипунским полуостровами, верховья р. Авачи) — выбросы больших количеств основных туфов. Туфоэффузивные покровы распространились на значительных пространствах пенеплена, образовав вулканические плато. Некоторые плато образовались при более поздних лавовых излияниях, например на левобережье р. Кахтаны (рис. 86).

http://jurassic.ru/

Наряду с трещинными (площадными) излияниями в ряде пунктов происходили и центральные излияния. Частью это были возобновившие деятельность третичные вулканы, частью новые, главным образом щитовидные вулканы типа Кетепаны, Большой Ипельки и др. Однако центральные извержения для этого этапа не являются главными. Большинство стратовулканов образовалось позже плато. Одновременно с накоплением мощных толщ вулканогенных пород и поднятиями происходило разрушение их реками и в отдельные периоды истории — ледниками. В центральных частях вулканические плато эродированы меньше, чем на окраинах. Относительно ровные их поверх-

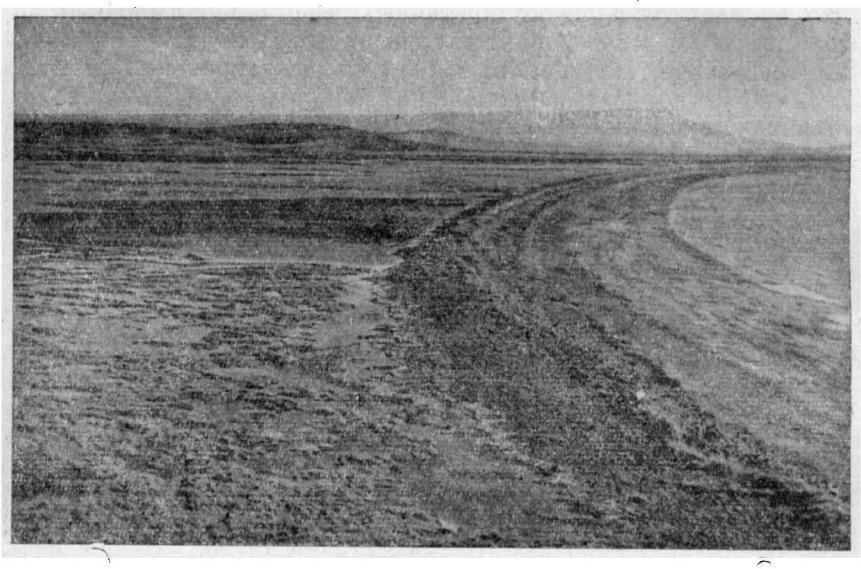


Рис. 86. Побережье Охотского моря у устья р. Кахтаны, на заднем плане— вулканическое плато. Фото Ю. М. Киршина

ности в Срединном хребте, в Восточной и Южной Камчатке занимают значительные площади. В общем — это горизонтальные или слабонаклоненные участки местности, среди которых по мезо- и микроформам рельефа различаются: плоские, волнистые, холмистые и террасированные поверхности.

Плоский или волнистый рельеф во многом обусловлен составом лав, видимо, жидких (основных) и легко растекавшихся на значительных пространствах, а также выравнивающим действием денудации и ледников. Такой рельеф имеют многие участки Ключевского дола, Шиков дол и др. Неровности рельефа холмистых и террасированных поверхностей плато представляют собой остатки мелких шлаковых конусов, отдельных покровов, потоков и лавовых нагромождений, формы которых в значительной мере изменены выветриванием, сглажены ледниками и т. п. Довольно часто холмистый рельеф плато дополняется моренными формами. Моренные холмы и небольшие гряды можно наблюдать на плато, окружающем группу Ключевских вулканов, в бассейнах рек Паланы, Воямполки (Жиловой), Халгинчеваям и др.

На плато к западу от водораздела Срединного хребта (в районе верховьев рек Тигиля, Воямполки) и восточнее водораздела (в верховьях реки Левой) часто наблюдаются своеобразные эффузивные

http://jurassic.ru/

террасы, в плане имеющие форму языков. Частично это результат препарировки денудацией лавовых потоков, залегающих среди рыхлых пирокластических накоплений. Своеобразные формы платообразных поверхностей нашли отражение и в их названиях: горы Столовая, Плоская, Стол, Стулик и т. п.

Верхние поверхности плато обычно ограничены крутыми склонами, опускающимися в долины. Вместе с тем на площадях, где вулканогенные породы представлены слабоустойчивыми разностями, например на плато, расположенном к югу от оз. Кроноцкого, склоны долин выполаживаются и вся поверхность плато приобретает крупно-

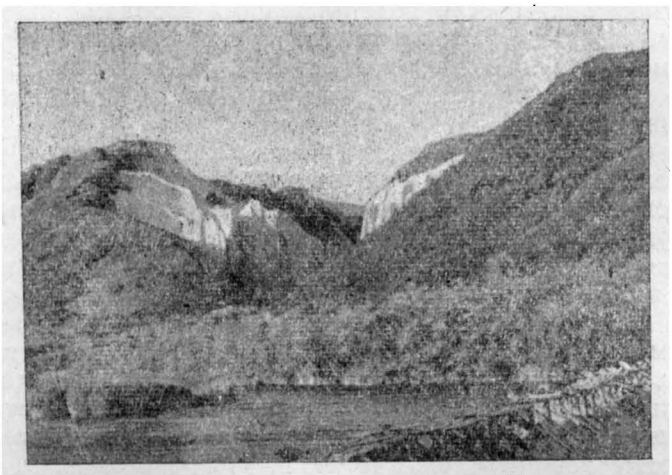


Рис. 87. Пемзовые обрывы («Кутхины Баты») на р. Озерной. Фото В. В. Громова

холмистый и холмисто-увалистый рельеф. Увалы обычно расположены в беспорядке, а на участках вблизи вулканов — радиально.

Долинно-овражная сеть в пределах плато древовидно-ветвящаяся. Основные долины в большинстве имеют V-образные или трапециевидные поперечные профили, многие из них представляют собой троги. В типичных трогах (в пределах плато) текут реки Кахтана, Жиловая, все верхние притоки р. Воямполки и др. В Центральную Камчатскую депрессию выходят троги рек Уки, Озерной, Левой, Двухюрточной и др. На дне троговых долин широким развитием пользуется западинно-холмистый моренный рельеф.

Долины мелких рек имеют преимущественно V-образные поперечные и крутые ступенчатые продольные профили. В плане многие из них прямолинейны, имеют резкие изломы. Очевидно, эти долины разработаны по крупным трещинам и ослабленным зонам разломов, где породы легче поддаются эрозии.

Наряду с долинами постоянных водотоков на отдельных участках широко развиты овраги, образованные временными потоками. Густая овражная сеть обычно развита на площадях распространения рыхлых пирокластических отложений. Такими районами являются окрестности вулканов, извергавших много пеплов или пемз (рис. 87). Много оврагов на плато вокруг вулканов Горелого хребта, Ксудач, Ходутки и др. Развитию оврагов здесь очень благоприятствует отсутствие древесной растительности, уничтоженной при извержениях.

http://jurassic.ru/

В окраинных частях плато, где мощность покровов была относительно невелика, а эродирующая сила рек более интенсивна, чем в центральных частях плато, разрушение их шло быстрее. В таких районах к настоящему времени от эффузивного чехла остались лишь останцы в виде отдельных гор или небольших массивов с относительной высотой 400—700 *м*. Отдельные столовые горы часто встречаются на Западной Камчатской равнине (горы Якона, Лаучан и др.), вблизи Кроноцкого полуострова, в Срединном хребте к западу от р. Еловки и в ряде других мест. Верхняя часть склонов, сложенных крепкими эффузивами, обрывистая или очень крутая. Ниже покрова склоны обычно более или менее резко выполаживаются. Особенно хорошо такие перегибы видны, если подстилающими породами являются мягкие третичные осадки. При групповом расположении столовых гор, как, например, у Кроноцкого полуострова, их вершины имеют почти одинаковые отметки, свидетельствуя о том, что они являются частями некогда единого плато.

Расчлененные вулканические хребты и отдельные горные массивы (разрушенные центральные вулканы). Мощные трещинные излияния, в результате которых сформировались вулканические плато, с течением времени ослабели. Ко второй половине четвертичного периода вулканическая деятельность локализовалась в отдельных очагах, над которыми продолжали расти стратовулканы, питавшиеся из оставшихся магматических резервуаров. Подводящими каналами для выхода магмы на поверхность служили наиболее слабые места разломов, в основном закрытых лавами ранних излияний. Ряды вулканов, ориентированные в северо-восточном и северо-западном направлениях, служат вехами, по которым можно наметить примерное расположение упомянутых разломов.

В Срединном хребте подводящие каналы и соответственно вулканические сооружения располагались достаточно близко друг к другу. Поэтому отдельные вулканы, вырастая, слились своими основаниями и образовали общий хребет, над которым возвышаются лишь верхушки наиболее мощных и позднее потухших вулканов: Острая (2549 *м*), Хувхойтун (2618 *м*), Шишель (2531 *м*), Алней (2581 *м*) и др. В восточной вулканической зоне вулканы также расположены рядами, но здесь они обычно отстоят друг от друга на большом расстоянии и лишь в отдельных местах, как, например, на юге полуострова, в горных цепях Дзензур, Тумрок и др., сливаются в хребты.

Положительные формы вулканогенного рельефа в своей основе аккумулятивные. Но на протяжении всей деятельности вулканов определенную роль в формировании их рельефа играют и факторы, действующие в направлении, обратном аккумуляции. Прежде всего процессы извержений сопровождаются взрывами, разрушающими аккумулятивные формы. Некоторые взрывы по своей силе столь значительны, что способны почти полностью уничтожить вулканические сооружения. Колоссальной силы взрывы известны в истории многих камчатских вулканов (Ксудач, Узон, Хангар, Безымянный и др.). Например, взрыв вулкана Хангар разрушил примерно половину конуса. На месте вершины образовалась кальдера диаметром около 2 *км*, в которой сейчас, на абсолютной высоте 1400 *м*, располагается озеро. От берегов озера поднимаются неприступные скалы высотой до 500 *м*. Наиболее сохранилась северо-восточная часть вулкана с наивысшей абсолютной отметкой 2000 *м*, а в целом остатки вулкана представляют собой скалистый горный массив, имеющий в плане изометричные очертания. Еще более грандиозные взрывы стратовулканов и опускания прикратерных участков приводят к образованию специфических форм вулканогенного

http://jurassic.ru/

рельефа — кольцевых гор и кальдер. Обычно взрывом разрушается верхняя часть вулкана. На месте вершины образуется большая (0,5—1 *км* в поперечнике) воронка — кальдера, окруженная обрывами уцелевших от разрушения склонов; такая кальдера имеется на вулкане Мутновском и др.

При всей значительности вулканических взрывов, основную роль в разрушении аккумулятивных вулканогенных форм все же играют силы денудации, главным образом эрозия. Процессы эрозии начинают действовать уже тогда, когда при извержениях на вулкан обрушиваются сильные ливневые дожди и по склонам стекают кратковременные, но очень мощные потоки воды и жидкой грязи. Эти потоки глубоко прорезают склоны; у устьев образующихся оврагов наблюдаются огромные конусы пролювиальных выносов. Крупные временные потоки образуются также при таянии ледников во время извержения вулкана.

Но особенную роль в формировании рельефа денудационные процессы приобретают после прекращения вулканической деятельности, когда вулканогенные формы не возрождаются при новых извержениях. Поэтому степень денудационного разрушения вулканических форм является, в определенной степени, показателем времени затухания извержений.

Наибольшему денудационному разрушению подвергалось большинство вулканов, образующих водораздельную горную цепь Срединного хребта (Алней, Айнелькан и др.), ряд самостоятельных вулканических массивов к западу от него (хребет Кетепана, горы Большая, Большой Паялпан и др.), хребет Тумрок, гора Шиш, массив Жупановские Востряки, Голыгинские горы и др. Рельеф этих и им подобных вулканов утратил, или почти утратил, черты, присущие вулканическим сооружениям, и имеет вид обычных эрозионных гор. Большинство таких вулканов прекратило свою деятельность еще в доледниковое или межледниковое время; некоторые из них стали развиваться как вулканы еще в неогене. Их разрушению способствовали поствулканические гидротермальные процессы.

Водораздельная часть Срединного хребта к северу от р. Половинной представляет собой высокогорье с резкими формами водораздельных гребней, вершин и склонов. На многих вершинах лежат ледники. Хребет расчленяется глубокими долинами, многие из которых имеют форму трогов. Как показывают наблюдения над ледниковыми формами рельефа, в частности, трогами, последние не связаны с современным оледенением. В то же время установлено, что троги, расчленяющие вулканический хребет и отдельные вулканические массивы, образовались позже основных трогов, заложенных в вулканических плато и, видимо, обязаны второму, верхнечетвертичному оледенению горно-долинного типа.

В других названных хребтах и массивах рельеф ближе к среднегорному, но с отчетливыми элементами высокогорья. Наиболее выражен такой рельеф в хребте Кетепана. Признаки высокогорья можно найти в хребте Тумрок и в Жупановских Востряках, абсолютные высоты которых достигают 2000 *м*, а рельеф отличается исключительной резкостью форм.

Несмотря на сильную денудацию, в перечисленных горных районах в той или в иной степени сохраняются черты, указывающие на вулканическую природу рельефа. В Срединном хребте, в Голыгинских горах и Тумроке можно встретить наклонные поверхности, представляющие собой остатки склонов бывших вулканов, переходящие в плато (долы). Для остатков отдельных вулканов и вулканических массивов характерно радиальное расположение речных долин и соот-

http://jurassic.ru/

ветственно небольших хребтов, сходящихся в одной точке (хребет Кетепана, гора Большая, Жупановские Востряки).

В более уцелевших от разрушения отдельно стоящих массивах, таких, как Большая Ипелька, Николка и др., сохранились и общие контуры бывших конусов или куполов. Их вершины сглажены (Николка) или, напротив, сильно расчленены ледниковыми карами и другими агентами выветривания и представляют собой отдельные острые пики. Барранкосы превращены в глубокие эрозионные долины или троги, у устьев которых распространены морены.

Кольцевые хребты, кальдеры. Говоря о вулканогенном рельефе, нельзя не упомянуть о некоторых специфических формах, связанных с образованием обширных кальдер. Освобождение локальных магматических резервуаров, питающих стратовулканы, очень часто приводило к тому, что кровля их оседала; иногда провал кровли сопровождался взрывом. На поверхности образовывались глубокие впадины-кальдеры. Поперечники кальдер достигают нескольких километров. Описанный способ образования кальдер не является единственным, но большинство крупных кальдер на Камчатке произошло именно таким образом.

Некоторые кальдеры впоследствии заполнились водой и превратились в озера (Курильское, Карымское) или бухты (Авачинская губа)[1]. Нередко они представляют собой впадины, окруженные кольцевыми хребтами с пологими внешними и крутыми внутренними склонами, что придает им вид амфитеатров. Генетически кольцевые хребты представляют собой остатки склонов разрушенных вулканов, например кальдеры Узон, Ксудач, Двор и др. В других случаях впадины окружены крутыми уступами расчлененных плато (кальдера Горелого хребта, южные окрестности кальдеры Опалы).

В тех случаях, когда в кальдерах продолжается достаточно интенсивная вулканическая деятельность, на дне ее вырастает новый конус, окруженный кольцом незаполненной части кальдерного понижения (атрио) и кольцевым хребтом. Сочетание подобных форм характерно для вулканов Крашенинникова, Карымского, Ходутки, Призрака и др.

Вулканический рельеф

Наряду с описанными, значительно денудированными вулканическими сооружениями на Камчатке известен вулканогенный рельеф, на который денудация еще не оказала существенного влияния и вулканические формы которого сохраняют не только главные, но и многие второстепенные специфические черты в своем первоначальном виде. Возраст такого вулканического рельефа современный, послеледниковый, а некоторые формы сложились в историческое время и могут быть датированы.

Морфология вулканического рельефа очень разнообразна, она обусловлена многими факторами, главными из которых являются следующие.

Расположение центров извержений. Сосредоточенные массовые извержения из одного крупного кратера приводят к образованию вулканических сооружений, напоминающих по форме конусы (сопки Кроноцкая — 3528 *м*, Ичинская — 3621 *м*, Вилючинская — 2173 *м*, Опала — 2475 *м*, Желтовская — 1953 *м*). При сближенном расположении двух или нескольких вулканических центров конусы сра-

[1] Против кальдерного происхождения Авачинской бухты возражают многие исследователи. А. Е. Святловский, например, считает ее результатом выполнения тектонической впадины морем при ингрессии. — *Прим. ред.*

http://jurassic.ru/

стаются (вулканы Толбачинский, состоящий из Острого и Плоского Толбачика) или сливаются у основания, образуя общий пьедестал группы конусов (Ключевская группа, Гамченская группа, ряд сопок Корякская — Авачинская — Козельская и др.). Площадные рассредоточенные извержения из многочисленных мелких кратеров приводят к образованию сложного рельефа, в котором сочетаются небольшие шлаковые и лавовые конусы, лавовые потоки и т. д.

Состав изверженного материала. Наиболее мягкие формы присущи рельефу, образованному вулканическими шлаками и пеплами. Основные, базальтовые лавы образуют менее резкие формы потоков, чем андезитовые и более кислые лавы.

Характер извержений. Взрывы, спокойные излияния лавовых потоков, выжимание лавы в виде экструзивных куполов и многие другие виды вулканической деятельности влияют на формирование рельефа и обусловливают более или менее характерные его формы. Рассмотрим две наиболее характерные формы современного вулканического рельефа Камчатки — конусообразные вулканы и рельеф площадных (рассредоточенных) вулканических извержений, получивший наименование «кекурник».

Конусообразные вулканы распространены в Срединном хребте, где представлены сопками Ичинской, Бонгапти, Чингейнгейн, Анаун, недавно открытым вулканом Ленинградец и др. Но наиболее многочисленны и характерно выражены вулканические конусы в восточной части Камчатского полуострова. Среди них можно назвать знаменитую Ключевскую сопку, Кроноцкую, Карымскую, Корякскую, Опалу, Вилючинскую, Желтовскую, Ильинскую и многие другие. Этот перечень мог бы быть значительно пополнен вулканами, у которых относительно правильные общие контуры конусов изменены разросшимися побочными конусами, нарушены значительными взрывами, вследствие которых уничтожены некоторые части конусов, и т. д. У многих вулканов разрушения «залечены» более поздними извержениями с образованием сомм (Авачинская сопка).

Гораздо меньшим распространением пользуются куполовидные формы центральных вулканов. Некоторые из них (Кизимен) представляют собой экструзивы, у других куполообразная форма обусловлена основным составом текучих лав (сопка Пирог) или излияниями из нескольких близко расположенных кратеров (вулкан Горелый).

Второстепенные и тем более мелкие формы рельефа отличаются большой сложностью и зависят главным образом от индивидуальных особенностей деятельности вулкана, а также от других геоморфологических факторов.

Почти у всех вулканов расположенные на вершине кратеры придают им вид усеченных конусов. У края кратеров и на вершинах рельеф имеет особенно резкие формы зубцов, высоких столбов, похожих на развалины башен старых замков или обелиски. Частично такие столбы представляют собой отпрепарированные денудацией некки.

Склоны вулканов также имеют сложный рельеф. На них нередко располагаются побочные шлаковые конусы и экструзивные купола. Более мелкие формы обусловлены характером потоков лав, глыбовых нагромождений, разнообразными скоплениями причудливых по форме вулканических бомб, лапилли, вулканического шлака, пепла и т. д. Наиболее резкие и причудливые формы образуются при извержении кислых вязких лав; лавы основного состава более текучи и рельеф их потоков менее резок. Относительно мягкие формы имеют склоны, сложенные мелкообломочными шлаками, вулканическим песком и пеплом, например у вулкана Карымского.

http://jurassic.ru/

Основной формой расчленения конусов являются глубокие овраги — барранкосы, радиально расходящиеся от вершины к подножию. В барранкосах часто располагаются истоки ручьев и рек, в таких случаях у подножий вулканов барранкосы постепенно переходят в V-образные долины. Радиальное расчленение склонов вулканов придает им ребристый вид. Мелкие эрозионные формы на вулканах — это многочисленные промоины, овражки и т. п., особенно легко развивающиеся в рыхлом пирокластическом покрове склонов.

Важным геоморфологическим фактором и существенным элементом рельефа является современное оледенение. Ледниковые шапки венчают вершины многих вулканов. Ледники покрывают Ключевскую и соседнюю Плоскую сопки, имеются на Толбачинском, Ичинском, Шивелуче, Кроноцком и других вулканах. От вершинных ледников по склонам спускаются ледниковые языки. У их краев и ниже располагаются небольшие моренные гряды, а склоны барранкосов несут следы ледниковой обработки.

Наблюдения над ледниковыми формами рельефа на вулканах Ключевском и Толбачинском показали, что в настоящее время ледники испытывают сокращение — отступают, оставляя после себя концентрические гряды морен и небольшие ровные флювиогляциальные поля.

Рельеф площадных вулканических извержений, или «кекурники» — второстепенные элементы рельефа многих крупных вулканических конусов. Располагаются они чаще всего у их подножий, но нередко этот специфический рельеф занимает значительные площади в десятки и даже сотни квадратных километров.

Значительные площади «кекурников» отмечены в восточной вулканической зоне у вулканов Шивелуча, Ключевского, Толбачика, Горелого и др. На наибольшей площади (более 600 *км*^{2}) этот рельеф развит к югу от вулкана Толбачинского. «Кекурник» простирается от склонов упомянутого действующего вулкана до р. Толбачик (в 35 *км* к югу). Для пейзажа этого района, называемого Толбачинским долом, характерно наличие многочисленных мелких конусов, расположенных группами, цепочками и поодиночке на волнистой платообразной поверхности. Местами конусы образуют ряды, направленные радиально по отношению к основному вулкану или перпендикулярно к радиусам. Эти направления отражают, видимо, ориентировку разрывных нарушений. Вокруг конусов распространены более или менее обширные лавовые покровы, потоки и скопления шлаковых и пепловых выбросов. В общих чертах «кекурник» Толбачинского дола представляет собой современное лавовое плато, поверхность которого слабо наклонена на юг и юго-запад. Средние абсолютные отметки плато около 500 *м*. Макро- и микрорельеф характеризуется очень резкими очертаниями форм, выступающими еще более отчетливо благодаря скудной древесно-кустарниковой и травяной растительности, которая на многих участках совсем отсутствует. Особенно резкие и причудливые формы имеют лавовые потоки, протягивающиеся от кратеров вулканов узкими грядами длиной до нескольких километров. Застывшая лава то напоминает выходящий из мясорубки фарш, то образует зазубренные изогнутые заструги с рваными, закрученными краями, то представляет просто хаотическое нагромождение глыб. Глыбово-волнистая поверхность покровов, являющаяся основным видом рельефа, пересечена многочисленными трещинами, изобилует воронками, провалами и т. п. Резкость форм несколько сглаживается вулканическим пеплом, лежащим на поверхности лавовых потоков и покровов. На отдельных участках пепел закрепляется, зарастая куртинами низкорослого стланика.

http://jurassic.ru/

Вулканические процессы часто оказывают косвенное влияние на рельеф, создавая лаво-подпрудные озера и изменяя направления течения рек. На интересный пример перестройки гидросети после извержения вулкана Авачи в позднечетвертичное время указывает С. Е. Апрелков. На рис. 88 показаны различные стадии преобразования рельефа после извержения. Представления, изображенные на схеме, основаны на особенностях геологического строения окрестностей Авачинской губы (рис. 89).

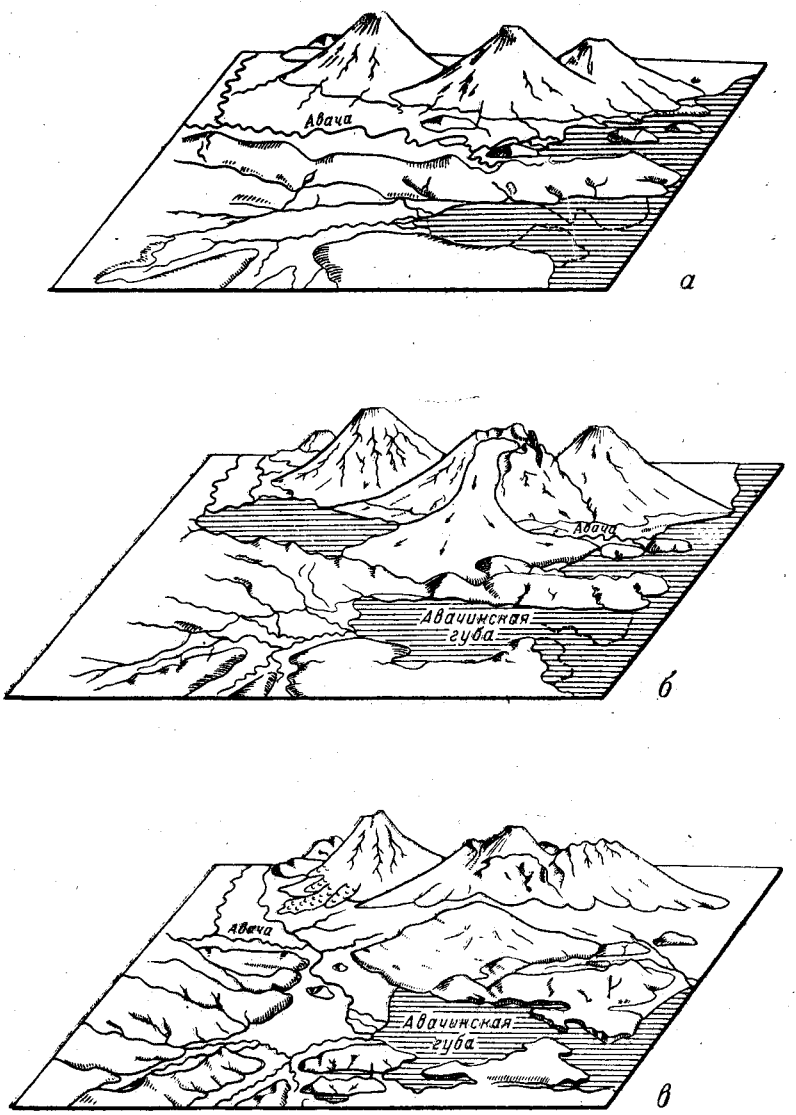


Рис. 88. Схема развития рельефа северного побережья Авачинской губы. По С. Е. Апрелкову

а — среднечетвертичное время: р. Авача впадает в океан у современной бухты Халактырки; *б* — позднечетвертичное время: при очень сильном извержении вулкана Авача отложения агломератовых и грязевых потоков подпрудили р. Авачу; *в* — позднечетвертичное и современное время: р. Авача прорывается к океану по новому направлению вдоль зоны разлома, в кальдере Авачинского вулкана при последующих извержениях образовался новый вулканический конус

http://jurassic.ru/

Равнинный рельеф

Равнины на Камчатке занимают около $^1/_4$ части территории полуострова. Основными районами их распространения являются Охотское побережье и Центральная Камчатская депрессия, в меньшей степени — восточное побережье. По своему генезису равнины полуострова принадлежат к нескольким генетическим типам, которые можно разделить на три группы:

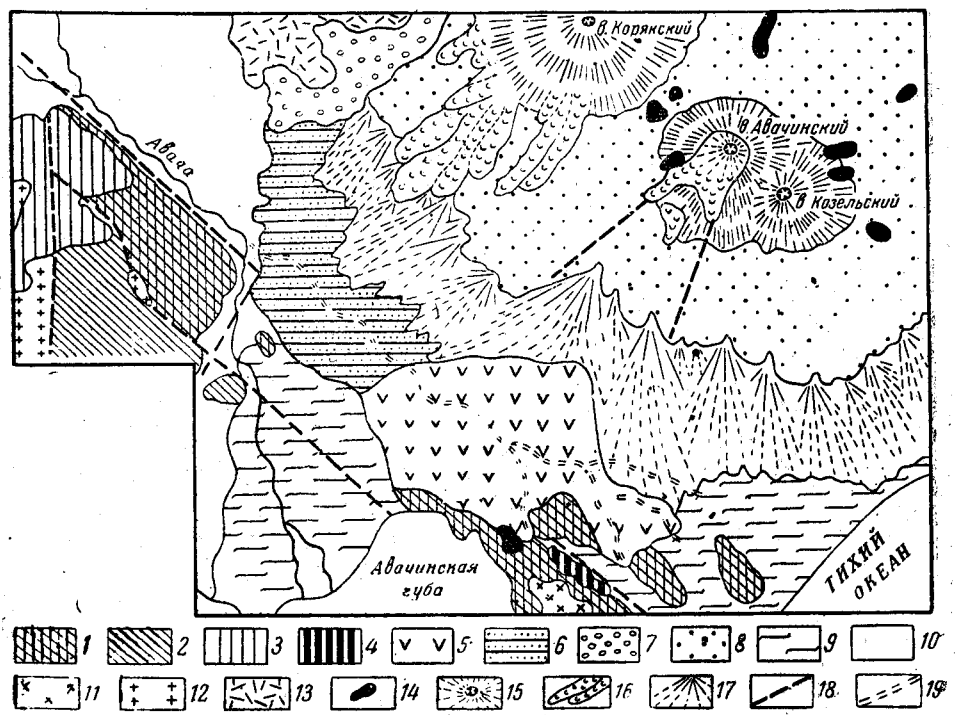


Рис. 89. Схема геологического строения северных окрестностей Авачинской губы. По С. Е. Апрелкову

1 — верхнемеловая(?) песчано-сланцевая толща; *2* — нижнемиоценовая вулканогенная толща; *3* — неогеновая эффузивно-пирокластическая толща; *4* — древние дельтовые отложения р. Авачи; *5* — отложения лахаровых и агломератовых потоков; *6* — озерные пески, глины; *7* — морены второго четвертичного оледенения; *8* — современные рыхлые пирокластические отложения; *9*—современные дельтовые и морские отложения; *10* — аллювиальные отложения; *11* — палеогеновые(?) диабазы; *12* — нижнемиоценовые диориты; *13* — плиоценовые экструзии андезитов; *14* — четвертичные экструзии андезитов; *15* — стратовулканы; *16* — молодые потоки базальтов; *17* — пролювиальные отложения; *18* — тектонические разломы; *19* — древняя долина р. Авачи

1) денудационные равнины (поверхности денудационного выравнивания);

2) аккумулятивные континентальные равнины — аллювиальные, озерные, ледниковые, флювиогляциальные и переходные между ними генетические типы рельефа;

3) аккумулятивные морские и лагунно-морские равнины.

Денудационные равнины (поверхности выравнивания)

Северная часть Западной Камчатской равнины является денудационной поверхностью выравнивания. И хотя она пространственно связана с равниной, простирающейся на юг, в генетическом отношении и по истории развития эти две части существенно различны. В то время как южная часть равнины в четвертичное время представляла

http://jurassic.ru/

собой область медленного погружения и накопления осадков, северная часть в тектоническом отношении была относительно стабильна и даже испытывала восходящие движения. Лишь отдельные небольшие участки были подняты более высоко и быстро, что явилось причиной развития здесь низкогорного рельефа (хребты Медвежий, Пенсантайн, мысы Омгон, Утхолок и др.). Процессы денудации и выравнивания, как уже упоминалось, начались еще в третичное время, поэтому этот тип рельефа является одним из древних на Камчатке.

Морфологически район характеризуется сглаженным увалистым и холмистым рельефом с отдельными останцовыми возвышенностями высотой до 400 *м* (горы Хевчай — 281 *м*, Гиляотыюн — 372 *м*). В отличие от аккумулятивной равнины формы рельефа здесь более крупные. Холмы, например, на отдельных участках имеют относительную высоту 50—100 *м*, приближаясь к мелкогорным формам. Многие увалы по своей морфологии также отличаются целым рядом особенностей, обусловленных тем, что они образованы при разрушении литологически различных пород, чередующихся в складчатых структурах. Положительные формы (увалы) развиваются на более устойчивых породах, отрицательные — на более рыхлых. Поэтому направление увалов и понижений между ними отражает простирание пород в денудационных срезах структур.

Очень отчетливо денудационный характер рельефа равнины выступает в районе бассейнов рек Рассошиной, Левой Пирожниковой и Тигиля (к северо-западу от пос. Седанка Оседлая). В этих районах среди более или менее ровной местности нередко встречаются отдельные куполообразные возвышенности — холмы. Геологическое изучение этих положительных форм показало, что они являются отпрепарированными денудацией экструзивами, залегающими среди слабоустойчивых третичных осадочных пород. Иногда встречаются и более мелкие формы — препарированные дайки, некки и т. п., выделяющиеся на равнине одинокими скалами.

В восточной части денудационной равнины, в районе р. Хайрюзовой и далее на север, наблюдаются террасовидные уступы, параллельные Срединному хребту.

Существенное влияние на формирование рельефа денудационной равнины оказывает деятельность рек. Долины рек, расчленяющих равнину, имеют хорошо выработанные профили с аккумулятивными террасами. Главные реки пересекают простирание основных складчатых структур под углом, на различных участках долин резко изменяется их характер: в местах пересечений увалов долины сужаются, образуя так называемые «щеки», русло становится порожистым; между увалами долины расширяются, пороги встречаются редко, уступая место плесам. Там, где реки текут по породам, однородным в смысле устойчивости к эрозии, параллельные долины и водоразделы между ними образуют увалистый рельеф с ориентировкой геоморфологических элементов вдоль речной сети.

Некоторое участие в формировании денудационного рельефа принимали ледники. Из предгорий Срединного хребта, с лавовых плато на равнину многие долины выходят в виде широких трогов. Однако на равнине троги далеко не прослеживаются, оканчиваясь неподалеку от предгорий. Более широкое распространение имеют наложенные формы, связанные с ледниковой деятельностью. На дне трогов и за их пределами, в долинах рек и на водоразделах в восточной части равнины, встречаются группы моренных холмов (бассейн р. Паланы). На многих участках моренный рельеф ассоциируется с плоскими и волнистыми поверхностями, образованными водно-ледниковыми потоками.

http://jurassic.ru/

Этот рельеф распространен в бассейнах рек Калгауча, Седанки (Матерой и Жиловой) и др., где он приурочен к верхним террасам долин и занимает часть водоразделов.

В связи с тем, что значительная площадь поверхности денудационного выравнивания покрыта маломощным и прерывистым чехлом рыхлых отложений, коренные породы залегают близко к поверхности. Это обстоятельство благоприятно сказывается на геологической дешифрируемости аэрофотоснимков данной местности. При дешифрировании еще более полно выступает зависимость форм рельефа от геологического строения, что может широко использоваться в геологической практике.

Аккумулятивные континентальные равнины

К равнинам этого типа относятся большая часть южной половины Западной Камчатской равнины, почти вся Центральная Камчатская депрессия (за исключением северной части, имеющей морской генезис) и небольшие участки восточного побережья.

Наиболее полно комплекс различных генетических типов рельефа, объединенных в эту группу, представлен в южной части Западной Камчатской равнины (южнее 56° с. ш.). В общих чертах эта местность представляет собой сочетание плоских заболоченных участков, сосредоточенных в основном вблизи побережья, волнистых, холмистых междуречных пространств и широких террасированных речных долин, врезанных на глубину в среднем 25—50 *м*. Так как большинство рек течет в широтном направлении, то чередование широких выпуклых водоразделов с долинами придает местности увалистый ландшафт. Абсолютные отметки равнины колеблются от нулевых у берега Охотского моря до 200—250 *м* в восточной части равнины, где она переходит в предгорья Срединного хребта.

Во вторую половину четвертичного периода основную роль в формировании рельефа равнины стали играть многочисленные реки, которые легко размывали рыхлые флювиогляциальные и моренные отложения, образуя в них широкие долины с террасами на их склонах. Количество террас невелико — от 2 до 4. В нижнем течении реки в долинах преобладают аккумулятивные террасы, в остальной части в их основании часто вскрываются коренные породы. Глубина вреза главных речных долин от 5—10 *м* у берега моря до 50—100 *м* в восточной части равнины. Троги, которые хорошо выражены во многих долинах в Срединном хребте, в пределы равнины не выходят. У окончания трогов часто отмечается холмисто-моренный рельеф.

В Центральной Камчатской депрессии также развит разнообразный равнинный рельеф, который формировался в сложных геологических и физико-географических условиях. Депрессия является узким грабеном, находящимся между двумя горстами, выраженными Срединным и Восточным хребтами. Грабен представляет собой унаследованную структуру от третичного Центрального Камчатского прогиба. На юге, у пос. Малки, межгорная впадина-грабен имеет ширину всего 2—3 *км*, а на северо-восток она постепенно расширяется до 50—75 *км* и более. Борта впадины ограничены крупными сбросами, которые на большом протяжении выражены в рельефе прямолинейными горными склонами большой крутизны. С конца верхнечетвертичной эпохи в депрессии основным геоморфологическим моделирующим фактором являлась речная деятельность. Благодаря этому в настоящее время депрессия выглядит как обширная долина рек Камчатки и Быстрой с их многочисленными притоками. Первая течет на северо-восток

http://jurassic.ru/

в Берингово море, вторая — на юго-запад в Охотское море. В результате поднятий дна впадины реки врезались в толщу озерных и морских осадков и образовались террасы. В более позднее время современной эпохи поднятия прекратились, а на некоторых участках сменились опусканием, что обусловило преимущественно аккумулятивную деятельность рек.

Широкое распространение имеют более низкие эрозионные террасы, сложенные озерными, флювиогляциальными, моренными и, вероятно, морскими отложениями. Намечается пять уровней террас: 90—100; 70—80; 50—60; 35—40 и 15—22 *м*. Уступы террас высотой от 3—5 до 10—13 *м* хорошо выражены на местности. Аккумулятивные речные террасы высотой от 3—5 до 10—13 *м*, прислоненные к более древним, хорошо развиты вдоль основных рек (Камчатки и Быстрой), а также и по их притокам. Уступы их четко выражены в рельефе. По своей морфологии они мало отличаются от эрозионных террас. Поверхность аккумулятивных террас ровная, слегка волнистая; они покрыты луговым разнотравьем, отдельными березовыми рощами и кустарниками. Основные террасы нередко дополняются второстепенными, промежуточными, которые быстро выклиниваются. В долинах р. Камчатки и некоторых ее крупных притоков широко распространены пойменные террасы с многочисленными старицами, озерками, болотами, протоками и т. д.

Некоторое влияние на морфологию рельефа равнины оказывает вулканическая деятельность. Установлено, что на поверхности всех террас (исключая пойму) лежит слой вулканического пепла средней мощностью 0,5 *м*. Чехол пепла, частично переработанного почвенными процессами, несколько нивелирует мелкие неровности рельефа.

Аккумулятивные морские и лагунно-морские равнины

Относительно обширные площади этого генетического типа рельефа связаны с тектоническими поднятиями побережья, происходившими во второй половине четвертичного периода. Приподнятые участки побережий с морским рельефом представляют собой террасы высотой до 200 *м*. Морские террасы развиты преимущественно на восточном берегу Камчатки, на западном побережье они занимают ограниченные площади.

Относительно большая площадь морской равнины лежит между бухтами Укинской и Ольгой (исключая гористые участки п-овов Озерного и Камчатского Мыса). Меньшие площади таких равнин встречаются вдоль северо-восточного побережья Камчатки (рис. 90), берегов Камчатского и Кроноцкого заливов и в приустьевых частях некоторых рек юго-восточного побережья, в районе бухт Авачинской, Саранной.

Наиболее древний рельеф морского происхождения представляет собой поверхности высоких (около 100—200 *м*) террас у побережья бухты Ольги, на Шипунском полуострове и в районе п-ва Камчатского Мыса. У бухты Солдатской отчетливо видны уступы трех морских террас высотой 40; 60; 100 *м*. Эти террасы также скульптурные, покрытые аккумулятивным чехлом морских галечников, песков и глин.

Вдоль восточных берегов, например, к северу от с. Халактырки, к северу от устья р. Сторож у р. Караги (рис. 91), а также на Западном побережье — у устьев рек Кинкиль, Паланы, Воямполки, Тигиля, Морошечной, Опалы — распространены низкие морские террасы высотой до 10—12 *м*. Террасы в виде узкой полосы тянутся вдоль берега

http://jurassic.ru/

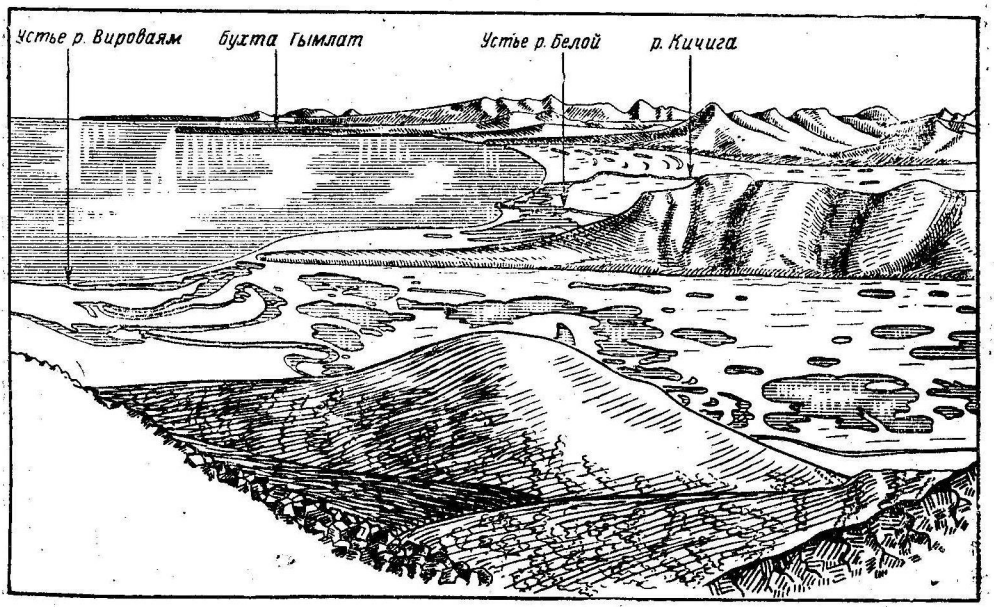


Рис. 90. Приморские равнины в устьях рек Вироваям, Белой, Кичичи. Зарисовка Ю. Ф. Чемекова

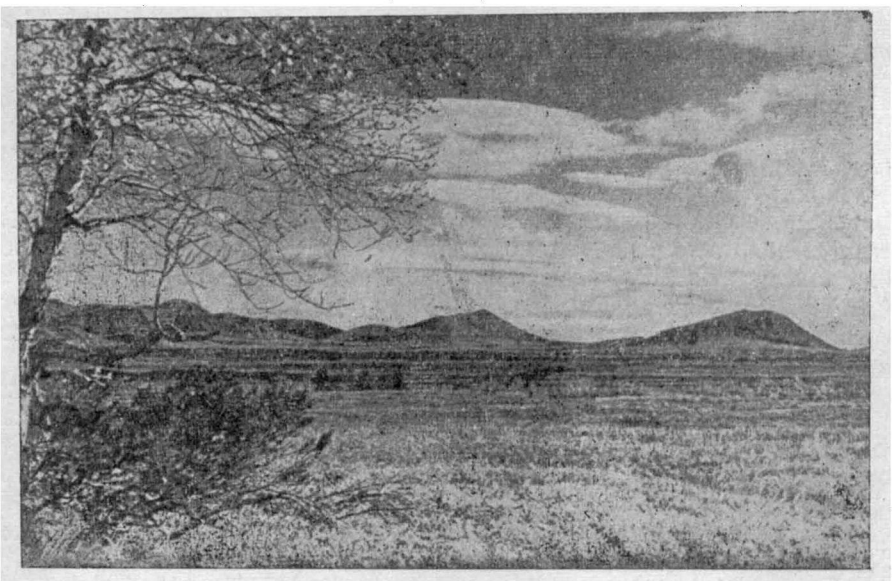


Рис. 91. Приморская равнина у р. Караги, на заднем плане—отроги Срединного хребта. Фото Ю. М. Киршина

моря, расширяясь в приустьевых частях рек до 10—15 *км*. Поверхности этих террас плоские или слегка волнистые. Относительная их высота 1—2 *м*, склоны, обращенные к морю, более крутые, чем противоположные. Подобный рельеф хорошо выражен у берега бухты Оссоры (рис. 92), в Укинской губе, вдоль берега к югу от устья р. Камчатки, на берегу моря между реками Налычевой и Халактыркой (см. рис. 93), южнее р. Опалы и в других районах.

http://jurassic.ru/

Южная часть Охотского побережья Камчатского полуострова, за исключением небольших участков, по мнению многих исследователей, испытывала в четвертичное время медленное погружение. Незначительное опускание берега южнее мыса Хайрюзова до устья р. Озерной происходит в настоящее время. Почти на всем этом участке происходит абразия низких берегов, сложенных рыхлыми породами. Морской рельеф здесь ограничен узкой полосой пляжа и одним-двумя берего-

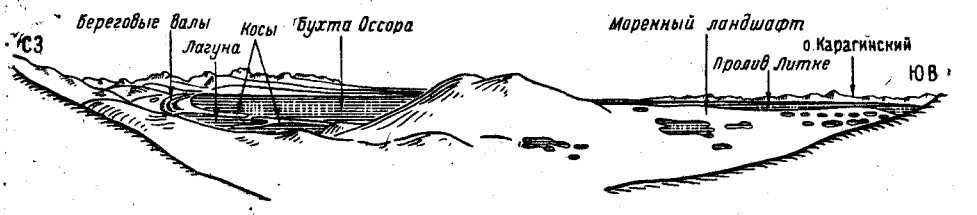


Рис. 92. Общий вид бухты Оссоры. Зарисовка Ю. Ф. Чемекова

выми валами, за которыми простирается равнина континентального генезиса.

Абразионные высокие скалистые берега встречаются главным образом на восточном побережье и лишь на незначительных отрезках западного. На этих участках горы примыкают непосредственно к берегу, обрываясь в море крутыми, часто отвесными склонами. На восточном берегу высота некоторых обрывов достигает 500—700 *м*. На участках интенсивного разрушения берега в море часто остаются торчащие из воды скалы-кекуры, а иногда и небольшие скалистые острова (о. Крашенинникова).

* *
*

К числу важнейших нерешенных для Камчатки и спорных геоморфологических проблем относятся: количество и пространственное распределение оледенений, число и роль четвертичных трансгрессий в формировании рельефа полуострова, генезис и возраст высоких выровненных поверхностей. Отсутствуют пока для полуострова отчетливые представления о главных эрозионных циклах, которыми в значительной степени обусловливается распределение золотоносных россыпей в долинах рек.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОМОРФОЛОГИИ ДНА МОРЕЙ, ОКРУЖАЮЩИХ КАМЧАТКУ

Особенности геоморфологии дна морей, омывающих Камчатку, показаны на рис. 93. На рисунке хорошо видно согласие в простирании большинства главных геоморфологических элементов суши и морского дна. При большом разнообразии факторов, воздействующих на рельеф, главная роль в формировании как надводного, так и подводного рельефа Камчатки и прилегающих акваторий принадлежит тектонике, которой и определяется общее направление хребтов, подводных выступов рельефа, впадин. Вторая особенность, в равной степени присущая устройству суши и дна моря у берегов Камчатского полуострова — линейность и большая протяженность главных элементов рельефа, — также обусловлена тектоникой. В окончательной моделировке донного рельефа принимают участие различные аккумулятивные процессы, в том числе вулканические, течения, подводное оползание осадков, размывающая деятельность суспензионных потоков.

http://jurassic.ru/

Связь геологического строения и геоморфологии суши и дна моря хорошо проявляется в распределении скульптурного и аккумулятивного типов донного рельефа. Прогибы на суше, выполненные мощными осадочными толщами, за береговой линией переходят в аккумулятивные равнины или впадины, в которых происходит современное отложение осадков (Западная Камчатка, ее северо-восточные районы). Поднятые геологические структуры Камчатского полуострова и вообще наиболее тектонически активные его районы соприкасаются с значительно расчлененным скульптурным донным рельефом (Восточная Камчатка).

Граница между сушей Камчатки и прилегающими к полуострову акваториями, т. е. ее берег, является в геологическом и геоморфологическом отношениях до некоторой степени условной линией. Очертания берегов Камчатского полуострова были в основном определены уровнем послеледниковой трансгрессии. Сильная абразионная деятельность и молодые тектонические движения значительно преобразовали берега со времени этой трансгрессии. Разрушение на отдельных участках менее прочных пород обусловило на Юго-Восточной Камчатке (между Петропавловском и бухтой Вестник) образование абразионно-бухтового берега с частым чередованием скалистых мысов и небольших бухт, в которых почти отсутствуют пляжевые отложения. Затопленные тектонические долины рек, обработанные ледниками, представляют собой фиордовые бухты (Ахомтен, Вилючинская, Жировая). Близкие по типу берега окаймляют Олюторский залив.

Севернее Петропавловска до Укинской губы очертания абразионно-аккумулятивного берега в значительной степени определены молодыми тектоническими движениями: блоки, испытывающие значительное современное поднятие, выделились в виде гористых полуостровов, как бы «обрубленных» сбросами. Отстающие в движении участки между ними представляют собой крупные открытые бухты с овальными очертаниями. Сходного типа абразионно-аккумулятивные берега с чередованием слабо врезанных крупных бухт и скалистых мысов распространены на северо-западном побережье Камчатки, между р. Белоголовой и Рекинникской губой, а также между заливами Анапка и Корфа. На побережье залива Корфа наблюдается риасовый тип расчленения берегов.

Вынос реками и ледниками больших масс обломочного материала обусловил развитие между Укинской губой и заливом Анапка аккумулятивных выровненных и лагунных берегов с большим числом бухт, отгороженных от моря барами и песчано-галечниковыми косами. К югу от р. Белоголовой, почти до мыса Лопатки, Западно-Камчатская равнина окаймляется ровным аккумулятивным берегом с дельтами рек, отделенными от моря длинными песчаными и песчано-галечниковыми косами.

Промежуточным между сушей и морем структурным и геоморфологическим элементом является материковая отмель, окаймляющая берега Камчатки и соединяющая в общий массив Командорские острова. Наибольшей ширины, до 150 *км* и более, отмель достигает у западного берега Камчатки, где она является как бы прямым продолжением полого наклоненной поверхности Западной Камчатской низменности. Средние наклоны дна отмели составляют 5′, достигая местами 20° и уменьшаясь иногда до 15—30″. Глубина внешнего края отмели колеблется от 100 до 175 *м*. К юго-западу от Большерецка обнаружены выровненные участки дна, находящиеся на большей глубине. В южной части Камчатского полуострова ширина материковой отмели уменьшается. У мыса Лопатки отмель соединяет Камчатку и самые северные Курильские острова — Шумшу и Парамушир.

http://jurassic.ru/

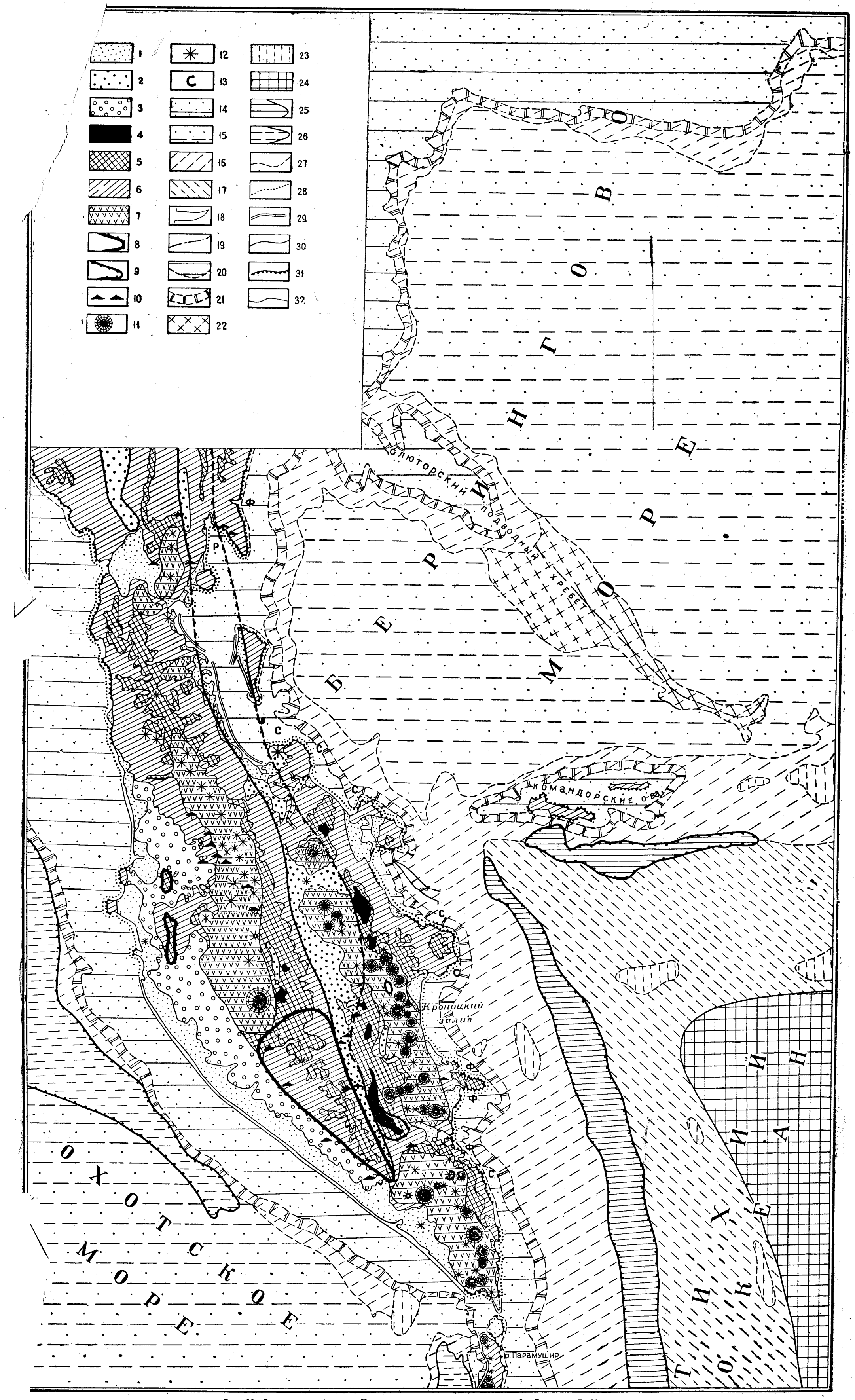


Рис. 93. Схема геоморфологии Камчатки и дна прилегающих морей. Составил Г. М. Власов

Рельеф суши: *1* — морские первичные равнины; *2* — озерно-ледниково-аллювиальные равнины; *3* — эрозионно-денудационные равнины (местами с ледниковой обработкой); *4* — высокие горы (выше 2000 *м*); *5* — средние горы (2000—1000 *м*); *6* — низкие горы (ниже 1000 *м*); *7* — вулканические нагорья и плато (включая бронированные эффузивами поверхности выравнивания); *8* — границы районов интенсивных поднятий; *9* — границы районов интенсивных опусканий (впадин); *10* — моренные гряды, озы, друмлины, камы, *11* — конусы действующих вулканов; *12* — конусы, разрушенные массивы потухших вулканов; *13* — кальдеры. Рельеф дна и берегов океана и морей: *14* — затопленные субаэральные равнины, обработанные волновыми процессами; *15* — аккумулятивные подводные равнины; *16* — склоны с формами неволновой аккумуляции и размыва придонными течениями. *17* — склоны трещинно-глыбового расчленения с формами неволновой аккумуляции и размыва; *18* — подводные каньоны; *19* — осевые линии подводных хребтов; *20* — материковая отмель; *21* — материковый склон; *22* — подводные хребты; *23* — подводные плато и возвышенности; *24* — ложе океана; *25* — океанические впадины; *26* — внутренние впадины морей; *27* — абразионные бухтовые берега; *28* — абразионно-аккумулятивно-бухтовые берега (вторичного расчленения); *29* — аккумулятивные выровненные берега (лагунные); *30* — аккумулятивные ровные берега; *31* — высокие абразионные берега; *32* — низкие берега. Отдельные типы расчленения берегов: *Ф* — фиордовые, *Р* — риасовые, *С* — сбросовые

Зак. 399

http://jurassic.ru/

У восточного берега Камчатки ширина материковой отмели сначала не превышает 50 *км*, а затем на широте п-ова Озерного она расширяется и далее переходит в обширный шельф, занимающий всю северную часть Берингова моря. На геоморфологической карте видно, что образование пролива Литке и отделение при этом от Камчатки о. Карагинского связано с недавними опусканиями.

Материковая отмель обрывается довольно резким уступом (материковый склон), за которым в Беринговом море простирается обширная аккумулятивная подводная равнина. Подводным хребтом Ширшова (Олюторский хребет), имеющим меридиональное направление, равнинная поверхность дна Берингова моря делится на две котловины с преобладанием глубин в 3700—3900 *м*. Вся акватория Берингова моря, так же как и соприкасающаяся с ней территория Северной Камчатки, характеризуется слабой сейсмичностью, отсутствием проявлений современных вулканических процессов.

Иная картина наблюдается южнее причленения к Камчатке Алеутской дуги. Здесь за материковым уступом наблюдается довольно сложно расчлененный подводный рельеф, развитый на склоне, падающем в сторону Курило-Камчатской впадины. Некоторые подводные формы рельефа являются продолжением надводных, например, меридиональные подводные хребты у гористых полуостровов Восточной Камчатки.

Курило-Камчатская впадина, достигающая глубины 10 382 *м*, имеет на всем своем протяжении V-образную форму в поперечном сечении и крутизну склонов, изменяющуюся от 5—6° в верхней части до 15—20° и даже 30—45° в нижней. Крутые склоны впадины имеют, по-видимому, сбросовый характер. У берегов Камчатки находится наиболее тектонически активная, «растущая» часть Курило-Камчатской впадины. Напротив северного окончания впадины расположены самые высокие действующие вулканы Камчатки.

У выклинивания Курило-Камчатской впадины к берегам Камчатки подходит под углом около 80° Алеутская впадина. Современный рост этой впадины происходит в северо-восточном направлении, т. е. от Камчатки в сторону Северо-Американского материка. Западная же часть Алеутской впадины, располагающаяся у Командорских островов, является уже малоактивной в тектоническом отношении, в связи с чем рельеф Командорских островов отличается небольшими высотами и значительной выровненностью, а какие-либо проявления современного вулканизма на этих островах отсутствуют.

Вопрос о возрасте Курило-Камчатской и Алеутской впадин окончательно пока еще не решен. Переработка геологических структур Камчатской складчатой области в связи с развитием Курило-Камчатской впадины началась с начала четвертичного времени. Рост впадины сопровождался развитием четвертичных вулканических процессов в прилегающих районах Камчатки, Курильских и Алеутских островов. Нижняя часть образовавшихся при этом вулканических толщ имеет раннечетвертичный возраст. Такой же возраст, по-видимому, имеют и Курило-Камчатская и Алеутская океанические впадины.

К западу от Камчатского полуострова у материковой отмели располагается впадина ТИНРО, которую большинство авторов рассматривает (так же как и впадину Дерюгина у восточного берега Сахалина) как краевой прогиб молодой складчатой области. Удлинение впадины параллельно западному берегу Камчатки и ее главным складчатым структурам. Глубина впадины относительно небольшая (800—900 *м*). К северу она переходит в желоб Шелихова, представляющий собой, возможно, затопленную троговую долину р. Пенжины.

http://jurassic.ru/

Своеобразной в южной части Охотского моря является Южно-Охотская (или Курильская) впадина, отличающаяся от других внутренних впадин Охотского моря большой глубиной (более 3000 *м*) и океаническим типом строения земной коры под ней. Дно впадины представляет собой равнину, полого наклоненную к юго-востоку. Южно-Охотская впадина располагается на простирании Западно-Камчатского краевого прогиба и может представлять его современное продолжение. На сравнительно недавнее образование глубоководных участков Южно-Охотской впадины указывает сходство ее фауны с фауной Тихого океана (Ушаков, 1950).

За Курило-Камчатской и Алеутской впадинами в сторону Тихого океана располагается своеобразная океаническая структура, отражающаяся в особенностях донного рельефа. Вдоль внешнего края ложа океана у восточного склона Курило-Камчатской впадины протягивается широкое выпуклое поднятие, напоминающее вал. Второй такой же вал проходит вдоль южной окраины Алеутской впадины. Третий вал, по Г. Б. Удинцеву (1960), связывает подводную возвышенность, расположенную в северо-западном углу Тихого океана, с Гавайским хребтом. С приближением этой подводной возвышенности к берегам Камчатского полуострова связаны, видимо, осложнения рельефа дна и геологического строения юго-восточной Камчатки (Малко-Петропавловская зона дислокаций). У соединения трех указанных валов, вблизи сочленения Курило-Камчатской и Алеутской впадин, располагается подводная возвышенность Обручева.

Исследованиями Института океанологии АН СССР на судне «Витязь» установлено, что океанические валы представляют форму донного рельефа, очень распространенную в северо-западной части Тихого океана, где ложе океана разделяется ими на ряд котловин. Валы рассматриваются Г. Б. Удинцевым как специфические океанические структуры, которые при дальнейшем развитии могут перейти в подводные хребты, а затем в островные дуги. Исключительный интерес поэтому приобретает вопрос о природе таких подводных хребтов, как Олюторский. Г. Б. Удинцев склонен рассматривать его как северное продолжение подводного Гавайского хребта. Направление этого хребта плохо согласуется с геологическим строением и геоморфологией материка, что указывает на вероятную его связь с океаническими структурами.

Таким образом, в районе Камчатки, по-видимому, действительно, как предполагает Г. Б. Удинцев, сопрягаются площади развития трех главных типов подводного рельефа: океанического, переходного и материкового. Материковый рельеф отражает прежде всего тектонические особенности уже сформировавшихся складчатых областей. Океанический рельеф связан с особенностями тектоники ложа Тихого океана. В промежуточной зоне, между краем материковой отмели и внешним краем океанической впадины, происходит переработка океанических структур в материковые. Рельеф этой зоны уже тесно связан с геологией Камчатского полуострова, хотя в ней еще и встречаются отдельные остаточные формы океанического донного рельефа.

http://jurassic.ru/

Глава восьмая

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Более или менее точные данные о геологических событиях, происходивших на площади Камчатского полуострова, имеются лишь для позднего отрезка времени, начиная с конца мела. Более древние, чем верхнемеловые, образования имеют здесь ограниченное распространение и плохо изучены. Полуостровное положение Камчатки затрудняет сопоставление камчатских «немых» толщ с разрезами других областей. При характерном поясовом расположении главных структур и структурно-фациальных зон Камчатки по простиранию этих зон имеет место последовательное изменение возраста отложений. Поэтому о геологических условиях допозднемелового времени можно высказать лишь самые общие соображения.

Допалеозойское (?) время и палеозойская (?) эра

Древнейшие породы, слагающие Срединный Камчатский массив, условно отнесены к допалеозойским и палеозойским образованиям. Большая древность метаморфических пород массива по сравнению с другими комплексами пород полуострова почти не вызывает сомнения, но возрастной интервал может оказаться значительно более узким (например средний палеозой или средний и верхний палеозой), чем это предполагает В. П. Мокроусов[1]. Поскольку в настоящее время вопрос о возрасте метаморфических пород Камчатки не может быть решен, при описании истории их формирования целесообразно ограничиться в основном характеристикой общей последовательности геологических процессов, не привязывая их к узким отрезкам геологического времени.

Первоначальные условия образования наиболее метаморфизованных пород Срединного Камчатского массива — гнейсов, мигматитов, кристаллических сланцев, относящихся к колпаковской серии, выяснить трудно. Судя по реликтовым структурам и составу, источником для их образования послужили как осадочные, так и магматические породы.

Характер вышележащих метаморфических толщ указывает на их происхождение за счет геосинклинальных отложений. Территория Камчатки при формировании этих отложений располагалась в пределах обширного довольно глубокого морского бассейна с низкой температурой воды. В бассейне отлагались сравнительно однообразные глинистые, алевритовые и песчаные осадки почти без карбонатных пород. Дважды в подводной обстановке происходили вулканические извержения, обусловившие образование андриановской и квахонской свит, сложенных порфироидами основного состава, амфиболо-эпидото-хлоритовыми, хлорито-эпидотовыми и тремолито-хлоритовыми сланцами. Нижняя из этих зеленокаменных толщ содержит альбитофиры и несет черты спилито-кератофировой формации. Древние эффузивы заметно преобладают в разрезах Ганальского хребта и имеют подчиненное значение в Срединном Камчатском массиве. Эта особенность распределе-

[1] По М. М. Лебедеву и В. И. Бондаренко (1960), все метаморфические породы Срединного Камчатского массива являются верхнемеловыми образованиями.

http://jurassic.ru/

ния вулканических пород может отражать существование в древней геосинклинальной области эвгеосинклинальной зоны на востоке и миогеосинклинальной — на западе. Общая мощность толщ осадков, послуживших материалом для образования метаморфических пород, составляет 8—10 *км*.

Геосинклинальная область, в которой сформировались отложения метаморфических толщ Камчатки, представляла, по-видимому, часть геосинклинального пояса, окаймлявшего древний массив Охотии. К этому поясу относятся девонские и верхнепалеозойские отложения восточного берега Пенжинской губы и Центрального Сахалина.

В среднепалеозойское(?) время на площади Камчатки стали возникать поднятия — острова, что в разрезе отложений проявилось появлением конгломератов и вулканических пород (квахонская свита). В последующем острова слились в общий континентальный массив — Берингию. Этот континент, охватывавший и площадь Камчатки, существовал в позднепалеозойское время и в течение почти всего мезозоя.

Без точной датировки возраста древнейших образований Камчатки не представляется возможным говорить о времени проявления тектонических складкообразовательных движений. В. П. Мокроусов предполагает существование в разрезе метаморфических пород трех несогласий, разделяющих серии древних пород. Последним свойственны преимущественно меридиональное и северо-западные простирания структур. Несомненно проявление сильных складкообразовательных движений, сопровождавшихся магматической деятельностью, в постмалкинское (средне- или позднепалеозойское?) время. При этой складчатости первоначально сформировались крупные интрузивы биотитовых гранитов, затем последовали многочисленные внедрения кислых аляскитовых гранитов, сопровождавшиеся пневматолитовыми явлениями, обусловившими развитие двуслюдяных и мусковитовых гранитов и гранит-порфиров, а также слюдяных и турмалиновых пегматитов. Последующая гидротермальная деятельность привела к образованию кварцевых жил с рудопроявлениями золота и вольфрама.

В древней спилито-кератофировой формации процессами гидротермального метаморфизма образованы залежи талька. В ней возможны находки, по примеру Японии, колчеданных залежей.

Мезозойская эра

Допозднемеловое время

Почти полный разрез мезозойских отложений описан лишь за пределами Камчатки, на восточном берегу Пенжинской губы. Здесь известны залегающие на верхнем палеозое верхнетриасовые, юрские и нижнемеловые образования. Район этот представляет собой краевую часть мезозойских складчатых сооружений, частично переработанную в пределах краевого прогиба молодой Корякско-Камчатской складчатой области.

Бóльшую часть мезозойского времени Камчатка была сушей. Продолжительность континентального состояния и перерыва осадконакопления на ее площади в конце палеозоя и в мезозое еще точно не выяснена. Возраст кихчикской серии, отложения которой могут занимать промежуточное стратиграфическое положение между метаморфическими толщами Камчатки и породами верхнего мела, не установлен из-за недостатка палеонтологических данных. По спорам и микрофауне он определяется в широком интервале — от верхнепалеозойского до нижнемезозойского, но не исключена возможность, что кихчикская

http://jurassic.ru/

серия окажется позднемеловой. Другая толща — пенсантайнская, которую Б. Ф. Дьяков (1955) и М. Ф. Двали (1955) условно относили к верхнеюрским — нижнемеловым образованиям, оказалась возрастным аналогом верхнемеловой ирунейской серии.

По литологическому составу кихчикская серия может быть сопоставлена в одинаковой мере как с палеозойскими, так и с мезозойскими (например триасовыми) толщами соседних областей. Проводить аналогии при выяснении вопроса возраста кихчикской свиты с разрезами Корякского нагорья нельзя, так как формирование мезозойских отложений Корякского нагорья началось раньше, чем на Камчатке, и возраст этих отложений постепенно омолаживается по простиранию Корякско-Камчатской складчатой области. Поэтому на Камчатке, так же как и на Сахалине, бо́льшая часть нижнего мезозоя может выпадать из разреза.

Общий характер кихчикской серии, имеющей мощность около 3 *км*, свидетельствует об отложении ее осадков в сравнительно глубоководном геосинклинальном бассейне с значительным привносом обломочного материала; в некоторых своих частях кихчикская толща напоминает флиш. Ближайшей областью размыва при ее образовании мог быть Срединный Камчатский массив, в непосредственной близости к которому располагались в кихчикское время прогибы.

Обнаруженные А. Ф. Марченко по р. Порожистой конгломераты отделяют кихчикскую серию от вышележащих меловых (возможно верхнемеловых) отложений. Эти конгломераты являются отражением палеотектонической перестройки, существенно, однако, не отразившейся на общих условиях осадкоотложения: выше конгломератов залегают сходные по составу и характеру переслаивания аргиллиты, алевролиты и песчаники. Простирание пород кихчикской серии меридиональное. Такое же направление простирания имеют у Срединного Камчатского массива слои верхнемеловых пород. В степени дислоцированности пород кихчикской и верхнемеловой ирунейской серий нет существенных различий. Таким образом, между кихчикской серией и верхнемеловым комплексом, видимо, нет крупного несогласия. Отсутствуют также магматические проявления, которые могли бы соответствовать перерыву между их отложением.

Позднемеловое время

Во второй половине мелового периода бо́льшая часть площади Камчатки была вовлечена в погружение и покрыта водами трансгрессировавшего с севера моря. Севернее камчатского перешейка, на площади Маметчинских гор и Пенжинского кряжа, море существовало уже в начале мелового времени (валанжин). Позднее проявились складкообразовательные движения, после чего морские условия здесь возобновились в барреме (В. П. Похиалайнен, Г. П. Авдеенко). На границе альба и сеномана площадь моря значительно сократилась в связи с тектоническими поднятиями. В последующее позднемеловое время в этом районе формировались преимущественно мелководные морские отложения, чередующиеся с континентальными угленосными толщами.

Иная последовательность геологических событий была на Камчатке. После длительного континентального состояния, на значительной части ее площади в сенонское время распространилось относительно глубокое море. Это отражало развитие в позднемеловое время молодых геосинклинальных прогибов у поднимавшейся мезозойской складчатой области. Некоторые участки Камчатского полуострова могли быть

http://jurassic.ru/

захвачены морем еще в альбе (район мыса Омгон, Западная Камчатка). Максимума трансгрессия достигла к сенону; в это время суша сохранилась лишь на месте современного Срединного Камчатского массива и, возможно, на площади Хавывенского выхода древних пород. Берег верхнемелового моря располагался на северо-западе, у Охотского массива, где отлагались более мелководные терригенные морские и прибрежные угленосные отложения. Эта прибрежная зона сейчас широко проявляется на восточном берегу Пенжинской губы; на Камчатском полуострове к ней относится лишь небольшой участок западного берега у мыса Омгон.

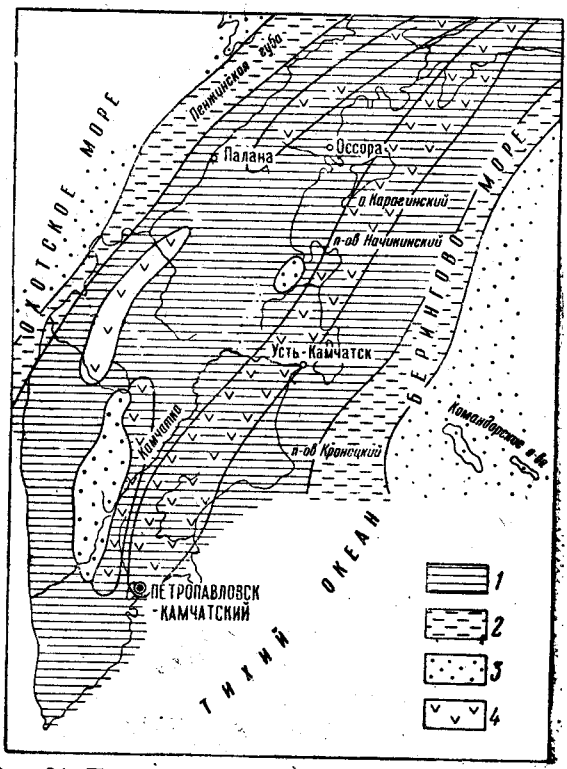


Рис. 94. Палеогеографическая схема для позднесенонского времени. По Г. М. Власову и Е. П. Кленову

1 — относительно глубоководное море; *2* — мелкое море; *3* — суша; *4* — вулканические зоны

К юго-востоку от Охотии, почти на всей площади Камчатского полуострова, простирался относительно глубоководный морской бассейн. В нем в сеномане и первой половине сенона накапливались мощные (3—4 *км*) терригенные отложения, близкие по характеру к аспидной (песчано-сланцевой) формации, в позднем сеноне сменившиеся вулканогенно-кремнистыми породами.

Вулканические процессы позднемелового времени особенно сильно проявлялись в вулканических зонах, одна из которых протягивалась вдоль Тигильского поднятия, вторая приурочивалась к восточной границе Срединного Камчатского массива, третья проходила вдоль современного Восточного Камчатского антиклинория; местоположение четвертой намечается в северной части Камчатско-Корякского антиклинория (рис. 94).

На связь вулканических зон с крупными разломами и глубокими прогибами указывают: большая интенсивность вулканических процессов, значительная мощность вулканогенных толщ (до 2—3,5 *км*), сопровождение подводных лавовых излияний внедрениями ультраосновных интрузий, последующее развитие на месте вулканических зон антиклинальных поднятий. Первоначально вдоль этих разломов возникли узкие прогибы, затем вулканические процессы происходили, по-видимому, на фоне медленного поднятия и осушения площадей вулканических зон. Центральные части зон характеризовались накоплением преимущественно лав (главным образом базальты и спилиты), окраинные — яшм, кремнистых сланцев, разнообразных кремнисто-туфогенных пород, еще далее от вулканических зон кремнисто-вулканогенные толщи, возможно, переходят в терригенные отложения. Фациальное

http://jurassic.ru/

замещение нижней части кремнисто-вулканогенной формации ватынской серии терригенными отложениями корякской серии предполагается В. А. Титовым для юго-западной части Корякского нагорья. На Камчатке отмечались постепенные переходы вверх по разрезу терригенных отложений лесновской серии в вулканогенно-кремнистые породы ирунейской серии; фациальные взаимоотношения между ними на площади не наблюдались. Большая выдержанность в различных районах полуострова паланского горизонта кремнистых сланцев, содержащих остатки кампан-маастрихтской фауны, главным образом *Inoceramus schmidti* Mich. свидетельствует о сравнительно однообразных условиях, существовавших в верхнемеловом море, и возможном распространении продуктов подводного вулканизма на значительной части площади Камчатки.

Осушение больших площадей морского дна произошло на Камчатке лишь при поднятиях в конце мелового периода. Возможно, датский возраст имеет кирганикская вулканогенная серия, верхняя часть которой сформировалась в обстановке вулканических островов. Одновременно с поднятиями и переходом к субаэральному вулканизму происходило раскисление вулканических продуктов до андезитов, а в отдельных эруптивных центрах даже до дацитов. На Западной Камчатке (Тигильское поднятие) наиболее поздние вулканические процессы мелового времени отличались кислым составом лав. На это указывают обильные обломки кислых эффузивов, близких к липарито-дацитам в палеоценовых отложениях (Кленов, 1961). В то же время жилы этих кислых пород пересекают сенонские основные эффузивы, чем доказывается их самый позднемеловой возраст. Дацитовые туфы отмечаются А. Ф. Михайловым (1958а) в сенонских отложениях восточного берега Пенжинской губы. Таким образом, начавшись подводными излияниями спилитов, позднемеловые вулканические процессы в конце мелового периода в западных районах проявились уже наземными извержениями кислых лав. В восточных районах Камчатки позднемеловые кислые вулканические продукты пока неизвестны.

Климатические условия позднемелового времени были довольно теплыми, о чем можно судить по обильной широколиственной и папоротниковой флоре и относительно теплолюбивой фауне морей.

В конце мелового времени произошли сильные складкообразовательные движения, сопровождавшиеся внедрением интрузий диоритов и гранодиоритов и значительными поднятиями. Море покинуло пределы Камчатского полуострова, во всяком случае значительную часть его площади. На месте наиболее глубоких позднемеловых прогибов и вулканических зон выросли хребты. Эти движения могут быть сопоставлены с поздними фазами ларамийской складчатости Северной Америки.

Позднемеловая складчатость не закрыла Камчатскую геосинклиналь, которая продолжала развиваться в кайнозое. Северные районы Камчатско-Корякской складчатой области испытали более раннюю консолидацию, по-видимому, еще в результате предсенонской складчатости. Поэтому тектонические движения в конце мезозоя оказали значительно меньшее влияние на структуру этого района. У бухты Угольной третичные (палеоцен) и верхнемеловые (датские) отложения залегают с угловым согласием, отделяясь друг от друга маломощным галечниково-дресвяным слоем. Фундамент краевого прогиба у окончания Пенжинской губы также сформировался, по-видимому, в результате предсенонских движений, более же молодые верхнемеловые породы относятся здесь уже к отложениям краевого прогиба молодой складчатой области и были слабо дислоцированы в конце позднемелового времени.

http://jurassic.ru/

Палеоген

Палеоцен

После тектонических движений в конце мелового времени море ушло с территории Камчатки и на ее площади возник горный рельеф. Наиболее крупные возвышенности располагались на месте современных Срединного Камчатского массива древних пород, восточных хребтов, а также хребтов Медвежьего, Ирунейского, Пенсантайн. В это время на месте центральной и северной частей Срединного хребта возникло сводообразное антиклинальное поднятие, морфологически выраженное также в виде хребта. Эта водораздельная горная гряда в дальнейшем обусловила различные условия осадконакопления на Западной и Восточной Камчатке.

В палеоцене (может быть в датское время) море захватило незначительные по площади понижения рельефа на площади Тигильского поднятия и в северной части Большерецкой впадины. Трансгрессия развивалась, по предположению Б. Ф. Дьякова, с севера, из района Анадырского залива.

В связи с горным рельефом, развитым в палеоценовое время, самые ранние третичные отложения несут черты моласс. В условиях частой смены морского и континентального режимов на Западной Камчатке накопилась мощная (около 1 *км*) толща хулгунских конгломератов и песчаников. В очень мелководном и сильно опресненном хулгунском бассейне обитала бедная видами фауна, в том числе *Macrocallista kovatschensis* и солоноватоводные *Cyrena* и *Corbicula*. Климат палеоценового времени был очень теплым, о чем свидетельствуют остатки флоры (типа Ларами), содержащей субтропические виды (магнолии, фикусы, платаны и др.), а также теплолюбивый характер фауны с такими тропическими элементами, как *Crassatellites*. По мере нивелировки рельефа и углубления бассейна осадки становились более тонкими. Грубообломочные континентальные отложения небольшой мощности накапливались в палеоцене и позднее(?) в межгорных впадинах на площади Срединного Камчатского массива. Наибольшая мощность палеогеновых пород в этих впадинах 700—800 *м*.

Эоцен

В начале эоцена площадь Западной Камчатки, включая ее южную часть, испытывала слабые колебательные движения с общей тенденцией к погружению. Вскоре новая (тигильская) трансгрессия охватила обширные площади Западной Камчатки (рис. 95). В континентальных и прибрежных условиях в раннем эоцене образовались угленосные отложения. Для известных месторождений эоценовых углей (например Тигильского) характерны сложные угольные пласты, тонкослоистые и штриховатые многозольные угли, сильная дислоцированность угленосных отложений и значительный метаморфизм углей (угли относятся к газовым и переходным от газовых к коксовым). Эоценовая флора содержит уже меньше верхнемеловых элементов, чем палеоценовая, характеризуясь содержанием большого количества таких широколиственных теплолюбивых форм, как *Trochodendroides arcticus* (Heer) Berry, *T. Richardsonii* (Heer) Krysht., *Platanus* cf. *aceroides* Goepp, *Magnolia* и др. Флора эта близко стоит к палеогеновым флорам Форт-Юнион и Кенай Северной Америки. Солоноватоводная фауна

http://jurassic.ru/

с *Corbicula* в межугольных слоях показывает сильно опресненный характер раннеэоценового моря.

В средне- и позднеэоценовое время морской бассейн Западной Камчатки расширился и углубился, не распространяясь, однако, на южную часть Большерецкой впадины. Наиболее глубокая часть Тигильского моря представляла собой узкий прогиб у края Охотской суши, протягивающейся через нижние течения рек Каврана, Утхолока, Квачины, Тигиля; мощность эоценовых отложений этого прогиба достигает 2 *км*. Бо́льшая часть тигильского морского бассейна — это полузамкнутые, значительно опресненные лагуны, населенные разнообразными *Corbicula, Cyrena, Melania.* Содержание в тигильских отложениях многих форм, свойственных хулгунской фауне, в частности, массовое развитие *Macrocallista kovatschensis,* позволяет предполагать, по мнению Л. В. Криштофович, преемственную связь тигильской и хулгунской фаун.

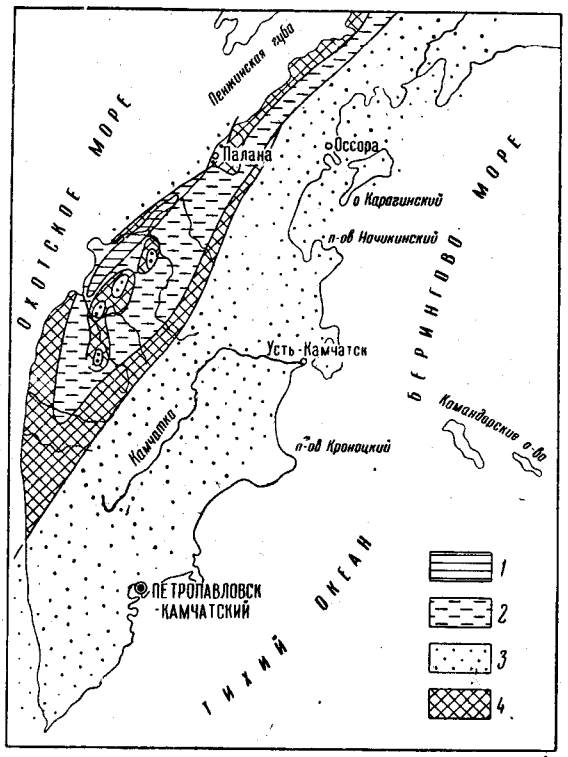


Рис. 95. Палеогеографическая схема для эоценового времени. По Г. М. Власову и Е. П. Кленову
1 — относительно глубокое море; *2* — мелкое море; *3* — суша; *4* — площади развития угленосных фаций

Прибрежно - континентальный и лагунный режим, существовавший в начале эоцена, в позднем эоцене сменился нормальным морским с характерными для литорали открытого моря *Genota snatolensis* Ilyina, а также с *Mytilus yokoyami* Slod., обитающими в полузакрытых бассейнах, хотя местами развивались и *Corbicula,* указывающие на сильную опресненность вод у берегов. Соленость бассейнов стабилизовалась лишь к концу тигильского времени, когда повсеместно распространилась нормальная морская фауна.

Источником обломочного материала в эоценовое время являлись, кроме материков Берингии и Охотии, острова, существовавшие на месте верхнемеловых поднятий (Дьяков, 1955). В состав Берингии входила и значительная часть Камчатки, включающая Восточную Камчатку, Центрально-Камчатскую вулканическую зону и юг Западной Камчатки. Слабая туфогенность некоторых слоев тигильской серии указывает на отдаленные извержения вулканов, точное местонахождение которых остается неизвестным.

При слабой изученности третичных отложений северной половины Восточной Камчатки и юго-западной части Корякского нагорья, нельзя уверенно говорить об отсутствии там эоценовых отложений. При предполагающемся направлении палеогеновых трансгрессий с севера, нижние морские слои на севере области могут иметь более древний возраст, чем в южных районах.

http://jurassic.ru/

Олигоцен

В олигоцене происходило расширение границ морских бассейнов и в них отлагались песчаные, а местами более мелкие осадки. Теплые условия эоцена сменились более умеренными, что, возможно, находилось в связи с открытием палео-Берингова пролива и вторжением в Тихий океан вод Арктического бассейна (Криштофович, 1947). В составе флоры значительно уменьшилось число широколиственных видов и развились хвойные. Впервые в олигоцене появилась холодолюбивая фауна с бореальными *Thyasira* и *Yoldia*.

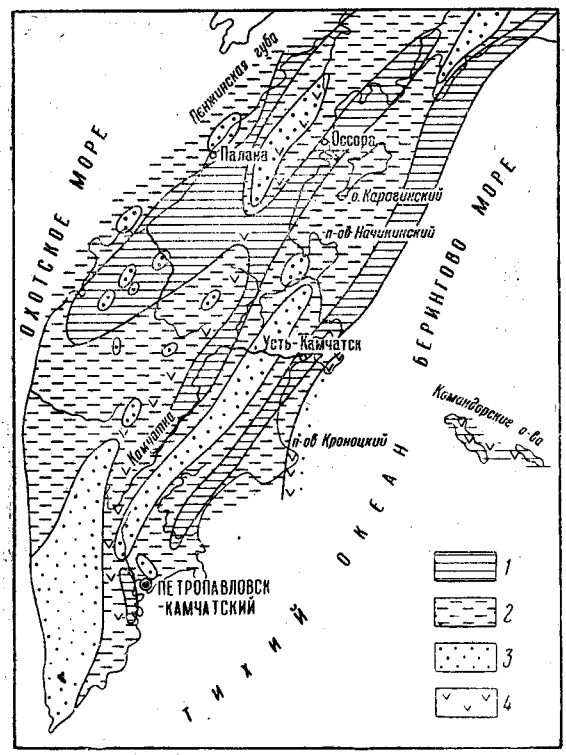


Рис. 96. Палеогеографическая схема позднеолигоценового времени. По Г. М. Власову и Е. П. Кленову

1 — относительно глубокое море; *2* — мелкое море; *3* — область размыва; *4* — вулканические зоны

В позднем олигоцене трансгрессия достигла наибольшего развития и распространилась через пониженные части палео-срединного хребта на восточные районы полуострова (рис. 96). Продвижению трансгрессии способствовало далеко зашедшее к концу олигоцена выравнивание рельефа. Свободными от моря остались лишь Срединный Камчатский массив с южной частью Большерецкой впадины, площади Восточного Камчатского антиклинория и Лесновского поднятия. В центральной части Срединного хребта наиболее возвышенные участки остались в виде цепи островов главным образом вулканического характера. Архипелаг островов, сложенных верхнемеловыми породами сохранился, по-видимому, также на площади Тигильского поднятия.

Мелководные морские условия распространились и на прилегающие площади Охотии. Пределы суши Берингии сократились, но континентальные условия сохранились на значительной площади, прилегающей к восточным полуостровам Кроноцкому и Камчатского Мыса. Здесь оформился вулканический массив, впоследствии долгое время служивший источником вулканогенного и туфогенного материала в третичных отложениях.

Относительно глубоководные морские условия были в глубоких впадинах, являвшихся зачатками Западного Камчатского, Центрального Камчатского и Восточного Камчатского прогибов. Во впадинах накапливались тонкие черные илы, отложение и диагенез которых происходили в восстановительных условиях, способствовавших битумонакоплению. Черные илы содержат относительно бедную, нередко угнетенную фауну тонкостворчатых морских моллюсков (*Cardita kovatschensis, Variamussium pitarense* и др.). В позднем олигоцене отчетливо наметился также прогиб на месте современных Командорских

http://jurassic.ru/

островов. Развитие прогиба сопровождалось подводным вулканизмом, с извержением вулканических продуктов преимущественно основного состава, а также отложением песчаных и алевритовых туфогенных осадков. Общая мощность верхнеолигоценовых туфогенных отложений Командорских островов составляет 2500—2700 *м*.

За пределами указанных глубоких прогибов на обширных площадях распространялись мелководные морские бассейны, в которых отлагались более крупные осадки с другим комплексом фауны.

Широкое развитие в позднем олигоцене фаций черных илов давно обращало на себя внимание не только на Камчатке, но и в других притихоокеанских областях. Монотонные толщи, сложенные преимущественно темными аргиллитами и алевролитами, в той или иной степени битуминозными, являются своеобразным литологическим репером, облегчающим сопоставление верхнеолигоценовых отложений даже значительно удаленных районов (свиты генноиши и такарадайская Сахалина, толща паронай Японии, формация блекли Северной Америки, надеждинская свита Южного Приморья и др.). Столь выдержанный характер отложений связан, по-видимому, с общим выравниванием суши притихоокеанских областей в позднем олигоцене.

В конце олигоцена начались первые вспышки вулканических процессов, получивших особенно большое развитие в раннем миоцене. К концу палеогена наметились в общих чертах контуры наиболее активных вулканических зон, существовавших до конца третичного времени. К числу их относятся: Центрально-Камчатская зона, вулканическая зона восточных полуостровов и Командорская зона у западного окончания цепи Алеутских вулканических островов.

Неоген

Миоцен

Раннемиоценовое время. В раннемиоценовое время в большинстве районов Камчатки проявились поднятия, вызвавшие обмеление и частичное осушение ковачинских морей (рис. 97). Местами, например в районе бухты Жировой и п-ова Озерного, сформировались маломощные (менее 100 *м*) угленосные толщи. Растительные остатки из этих толщ, к сожалению, не собирались и остаются до настоящего времени неизвестными.

Поднятия раннемиоценового времени сопровождались сильными вулканическими процессами. В это время отчетливо оформилась цепь вулканических островов в Центрально-Камчатской зоне. Ландшафт этой зоны в раннемиоценовое время напоминал современную Большую Курильскую островную цепь. В подводной обстановке и на вулканических островах извергались базальтовые (частично спилитовые) и андезитовые лавы; вулканические породы подвергались сильному гидротермальному метаморфизму, главным образом пропилитизации; в основании нижнемиоценовых вулканогенных толщ местами встречаются альбитофиры.

Вулканический характер приобрели островные поднятия, располагавшиеся в раннемиоценовом море на площади современного Тигильского поднятия, в среднем течении рек Хайрюзовой и Тигиля; здесь также изливались преимущественно базальтовые и андезитовые лавы. Сильные вулканические извержения происходили у края Охотского материка, где в раннем миоцене сформировались мощные андезито-базальтовые покровы.

Вулканические процессы были, очевидно, связаны с тектоническими движениями, начавшимися в раннем миоцене. Эти движения большинство авторов связывает с курильской фазой складчатости на границе

http://jurassic.ru/

палеогенового и неогенового времени. Главные проявления курильской складчатости относятся, однако, к более позднему времени миоцена, когда произошла значительная перестройка тектонических и палеогеографических условий. Наиболее же ранние миоценовые отложения Камчатки теснее связаны с палеогеном, чем с неогеном. Эта связь проявлена в той или иной степени в различных районах полуострова.

На Западной Камчатке преемственность условий развития фаун и осадконакопления раннего миоцена от палеогенового времени проявляется постепенным переходом верхнеолигоценовых отложений в литологически сходные темные туфогенные аргиллиты и алевролиты нижнего миоцена (аманинская свита), содержащие остатки преимущественно иольдиевой фауны. Такая преемственность, по Е. П. Кленову, имеет, однако, место лишь в наиболее глубоких частях морского бассейна. К его периферии появляются маломощные слои конгломератов и глауконитовые слои, указывающие на проявляющийся здесь перерыв в осадконакоплении, связанный с тектоническими движениями раннего миоцена. Еще далее по направлению к охотскому материку эффузивные породы вулканогенной фации нижнего миоцена лежат с угловым несогласием на размытой поверхности палеогеновых пород.

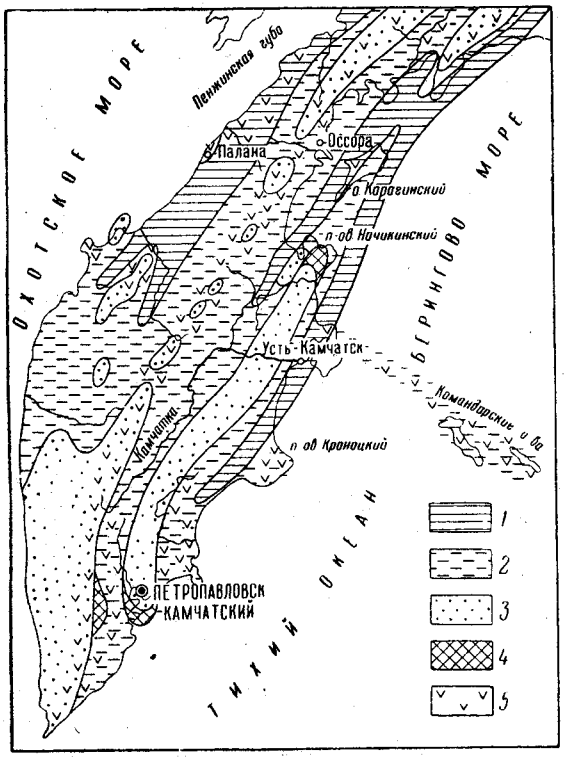


Рис. 97. Палеогеографическая схема раннемиоценового времени. По Г. М. Власову и Е. П. Кленову

1 — относительно глубокое море; *2* — мелкое море; *3* — области размыва; *4* — площади развития угленосных фаций; *5* — вулканические зоны

Не разделены пока нижнемиоценовые и палеогеновые отложения в большинстве районов Центральной и Восточной Камчатки. На Восточной Камчатке они представлены мощным туфогенным флишем, в Центрально-Камчатской вулканической зоне — преимущественно эффузивно-пирокластическими образованиями. Однако в последние годы, в ряде пунктов Камчатки выделились наиболее ранние миоценовые туфогенные отложения, нередко цементирующиеся известковистым цементом или включающие линзы известняков и содержащие характерную фауну мачигарского типа с *Papyridea matschigarica* Khom. и др. Мачигарский фаунистический комплекс хорошо прослеживается в основании миоценовых отложений, кроме Камчатки, на Сахалине, Северо-Востоке СССР, в Японии и на Аляске; в Японии его относят к верхнему олигоцену. Теплолюбивый характер мачигарской фауны, развитие известняков и местами кор выветривания свидетельствуют о теплых условиях раннего миоцена, возможно, обусловленных поднятиями и изоляцией Тихого океана от холодных вод полярных морей. Теплые условия существовали относительно недолго.

http://jurassic.ru/

Более высокие слои нижнего миоцена Западной Камчатки, представленные туфогенным флишем (гакхинская свита), характеризуются уже менее теплолюбивой обедненной фауной с большим количеством тиазир и иольдий.

До окончания нижнемиоценового времени произошли главные движения курильской фазы складчатости. Верхнеолигоценовые и нижнемиоценовые породы на Восточной Камчатке были сложены в крутые узкие складки, осложненные надвигами. Менее напряженную складчатость претерпели отложения Центрального Камчатского прогиба и вулканогенные толщи Центрально-Камчатской вулканической зоны. Отложения были прорваны сравнительно крупными интрузивами пестрого состава, от габбро-диоритов до гранитов, с большим участием монцонитоидных пород. Большинство последних является, по-видимому, результатом метасоматической переработки и калиевого обогащения гранитоидных пород в позднемагматическую или раннегидротермальную стадию. С постмагматическими гидротермальными процессами раннемиоценового времени связаны медные и медно-молибденовые рудопроявления.

На Западной Камчатке изменения, вызванные тектоническими движениями в конце миоцена, кажутся значительно меньшими, хотя еще не учтены в должной мере. В конце миоцена существенно перераспределились главные палеогеографические элементы, морские условия распространились в южные районы Камчатки, во многих районах стали формироваться угленосные толщи, произошла вспышка вулканизма, частично были размыты нижнемиоценовые отложения, что вызвало образование маломощных галечниково-гравийных слоев в основании лухлинской толщи.

Конец раннего миоцена и среднемиоценовое время. Поднятия раннемиоценовой складчатости закрыли глубокие геосинклинальные прогибы Восточной Камчатки, Осадконакопление здесь, так же как, по-видимому, и на площади Центральной Камчатской депрессии, в дальнейшем происходило преимущественно в мелководных морских бассейнах, остаточных или занимавших наложенные прогибы, близкие по характеру к межгорным впадинам (Тюшевский прогиб). Мелководье, существовавшее на площади восточных полуостровов Камчатки, местами сменилось сушей, на которой располагались вулканы. Цепь вулканических островов Центральной Камчатки превратилась в вулканический хребет, и вулканические процессы в пределах Центрально-Камчатской вулканической зоны в дальнейшем происходили преимущественно в субаэральных условиях. Третьей крупной вулканической зоной оставалась восточная окраина Охотского материка. Отдельные вулканы имелись, по-видимому, на площади Тигильского поднятия.

Наиболее характерны для среднемиоценового времени вулканические продукты состава кислых (роговообманковых) андезитов и дацитов. Вулканы извергали большие массы вулканических пеплов, накапливавшихся в соседних прогибах и во многом определявших состав их осадков. Слои пеплов при подводном разложении превращались в бентонитовые глины. Примесь вулканического материала обусловливала белесоватую окраску пород, способствовала пышному расцвету диатомей, образованию диатомитов и туфогенно-кремнистых пород типа опок. Этими особенностями среднемиоценовые и более молодые неогеновые толщи Камчатки отличаются от нижнемиоценовых и палеогеновых пород, которым присущи преимущественно темная окраска и небольшое содержание диатомитов и туфов. Отмеченные особенности

http://jurassic.ru/

в равной мере свойственны соответствующим по возрасту отложениям Сахалина.

Характерным процессом среднемиоценового времени на Камчатке было развитие трансгрессии в южном направлении (рис. 28). Впервые с позднемелового времени море покрыло и южную часть Западной Камчатки. Глубокая часть морского бассейна протягивалась в виде узкой полосы у Охотского берега полуострова. Окраинные части бас-

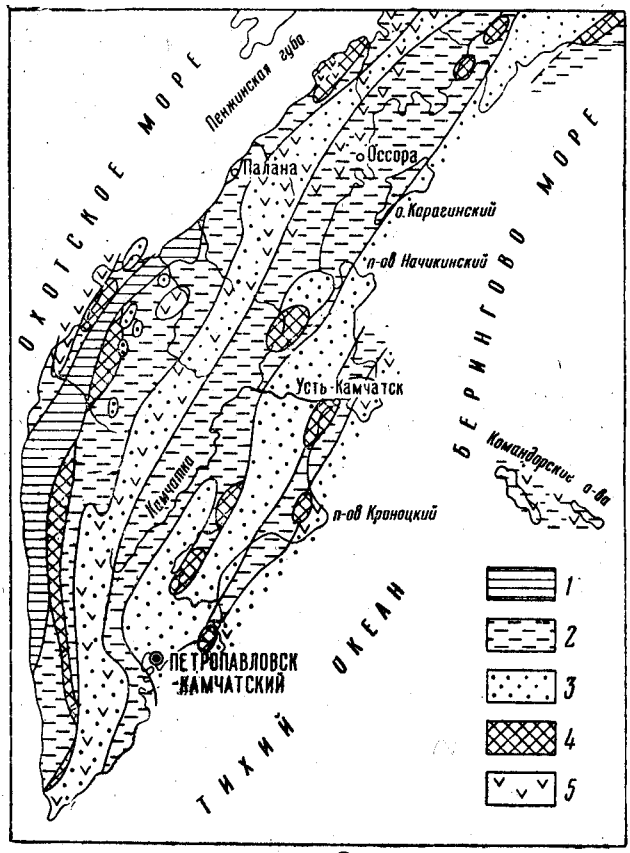


Рис. 98. Палеогеографическая схема для среднемиоценового времени. По Г. М. Власову и Е. П. Кленову

1 — относительно глубокое море; *2* — мелкое море; *3* — области размыва; *4* — площади развития угленосных фаций; *5* — вулканические зоны

сейна были мелководны, к берегу его примыкали приморские низменности, на которых происходило угленакопление. Благоприятные условия для углеобразования существовали и на Восточной Камчатке в окраинных частях остаточных бассейнов и наложенных прогибов, захваченных морем. Средний миоцен был главной эпохой третичного угленакопления Приохотских складчатых областей, с которой, по-видимому, связаны основные угольные ресурсы Камчатки и Сахалина. Среднемиоценовая флора значительно отличалась от эоценовой и нижнеолигоценовой отсутствием многих древних теплолюбивых видов (особенно *Trochodendroides*), развитием сережкоцветных растений, характерных для умеренного климата, небольшим количеством хвойных, почти совершенным отсутствием папоротниковых. В отличие от эоценовых углей, среднемиоценовые угленосные отложения характери-

http://jurassic.ru/

зуются компактными угольными пластами, относительно малозольными клареновыми углями; нередко в угольных пластах и вмещающих породах встречаются прослои вулканических туфов и бентонитовых глин; угольные пласты чаще пологозалегающие и нарушены преимущественно сбросами; угли мало метаморфизованы и находятся на стадии высокоуглефицированных бурых или длиннопламенных каменных.

В конце среднего миоцена оформились главные складчатые структуры Западного Камчатского краевого прогиба. Для Центральной и Восточной Камчатки, уже в значительной степени стабилизованных предыдущей сильно проявившейся раннемиоценовой (курильской) складчатостью, среднемиоценовые движения имели меньшее значение. Они обусловили пологую складчатость среднемиоценовых пород, местами возобновились движения по сбросовым и надвиговым поверхностям, образовавшимся еще в эпоху курильской складчатости.

Тектонические движения конца среднего миоцена в Центрально-Камчатской вулканической зоне представляют большой интерес ввиду связи с ними рудоносного магматического комплекса. Комплекс этот представлен гипабиссальными и субвулканическими интрузивами преимущественно диоритового и гранодиоритового состава, сопряженными с субинтрузивами, лавами и рыхлыми вулканическими продуктами кислого и среднего состава, а также продуктами гидротермальной деятельности, заканчивавшей магматический цикл. К числу гидротермальных продуктов относятся большие массы вторичных кварцитов различного состава и пропилитизированные породы с полиметаллическими и золото-серебряными рудопроявлениями. Геологические условия Камчатки позволили установить взаимоотношения формаций вторичных кварцитов и пропилитовой рудной формации, именно — переход на глубине первой во вторую. Это открывает широкие возможности для обнаружения месторождений пропилитовой рудной формации в корневых частях массивов вторичных кварцитов.

Помимо Центрально-Камчатской вулканической зоны, много интрузивов субвулканического характера сформировалось в среднемиоценовое время на площади Тигильского поднятия. Состав этих интрузивов довольно пестрый — преобладают габбро и габбро-диабазы, диоритовые порфириты, сиениты и монцониты. Некоторые из них были, очевидно, очагами, питавшими вулканы, действовавшие в среднемиоценовое время.

Сколько-нибудь существенной перестройки палеогеографических условий в конце среднего миоцена тектонические движения не вызвали. Осушенные при поднятиях участки очень скоро были снова заняты морем. Лишь на Командорских островах после поднятий, связанных с алеутской складчатостью, морские условия в более позднее время, чем среднемиоценовое, не возобновлялись. Поднятие той же фазы складчатости, вероятно, опять закрыло палео-Берингов пролив, что обусловило новое потепление.

Поздний миоцен. В начале позднего миоцена кавранская трансгрессия заняла лишь недавно осушившиеся площади Западной Камчатки и распространилась за пределы предыдущей, среднемиоценовой трансгрессии (рис. 99). Воды моря были теплыми, судя по теплолюбивому характеру фауны в галечниковых и песчаных отложениях трансгрессии и появлению известняков (ильинская свита). Относительно глубоководные условия создались только на Западной Камчатке — от р. Лесной на севере до р. Опалы на юге. На остальной площади Западной Камчатки, а также на Восточной Камчатке существовали очень мелкие моря, иногда сменявшиеся континентальными условиями. В прибрежных зонах местами образовывались угли (бассейн р. Пустой,

http://jurassic.ru/

Большерецкий район, район залива Корфа). Угольные пласты залегают среди слабо уплотненных, преимущественно песчаных пород. Угли относятся к низкокачественным бурым и местами имеют лигнитовый характер. Растительность позднемиоценового времени остается неизученной.

Главной вулканической зоной оставалась Центрально-Камчатская, где вслед за сравнительно кратковременными послескладчатыми изли-

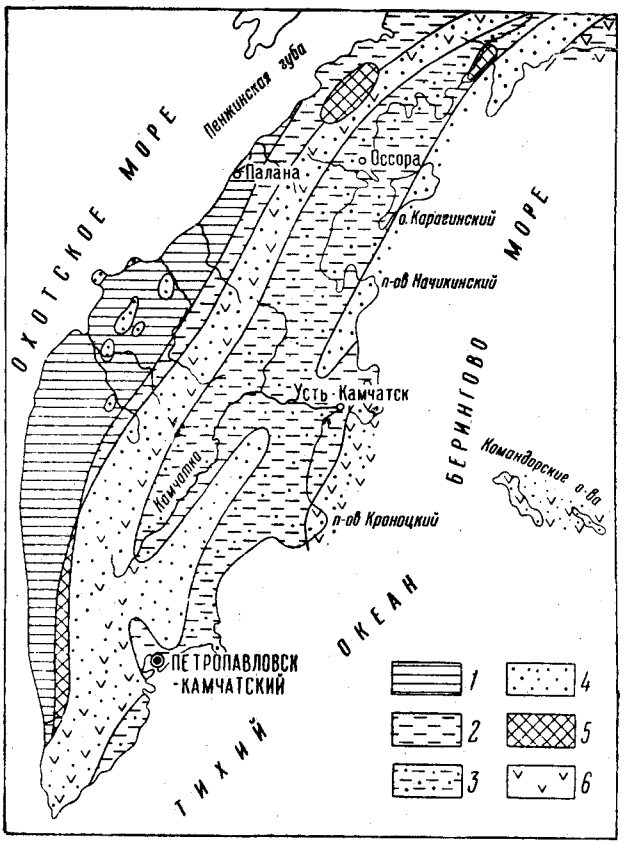


Рис. 99. Палеогеографическая схема позднемиоценового времени. По Г. М. Власову и Е. П. Кленову

1 — относительно глубокое море; *2* — мелкое море; *3* — чередование мелководных и континентальных условий; *4* — области размыва; *5* — площади развития угленосных фаций; *6* — вулканические зоны

яниями базальтовых и андезито-базальтовых лав продолжали извергаться лавы и рыхлые вулканические продукты кислого состава (андезито-дацитовые, дацитовые и липаритовые). Субаэральный вулканизм продолжался на площади восточных вулканических островов, откуда потоки базальтовых лав спускались в Тюшевский прогиб, а также на площади Командорских островов.

Вулканические центры существовали, возможно, у окраины Охотского материка и на площади Тигильского поднятия. Обильным содержанием туфодиатомитов верхнемиоценовые отложения похожи на среднемиоценовые, но отличаются от последних большей крупностью обломочного материала и меньшими диагенетическими преобразованиями пород.

http://jurassic.ru/

В конце позднего миоцена — начале плиоцена климатические условия стали ухудшаться. Развитие позднемиоценовой трансгрессии сопровождалось сменой теплолюбивой фауны обедненной холодолюбивой с большим количеством разнообразных *Yoldia, Thyasira, Mactra.*

Плиоцен

После небольшого перерыва в осадконакоплении, вызванного поднятиями, низменные площади Западной Камчатки покрылись мелким теплым морем. Небольшие морские бассейны существовали в это время в Центральном и Восточном прогибах (рис. 100). Разнообразный комп-

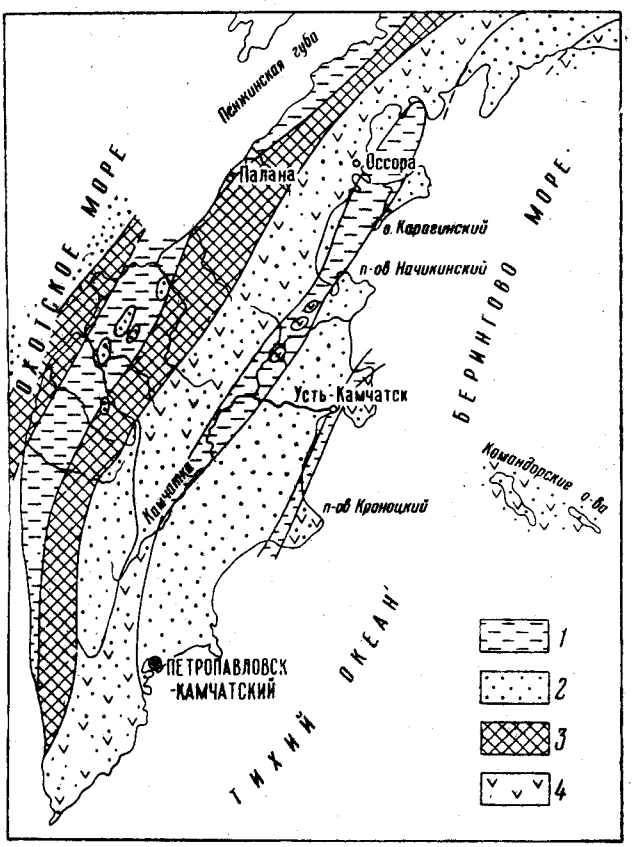


Рис. 100. Палеогеографическая схема для плиоценового времени. По Г. М. Власову и Е. П. Кленову

1 — мелкое море; *2* — области размыва; *3* — площади с развитием угленосных фаций; *4* — вулканические зоны

лекс фауны среднеплиоценовых отложений включает теплолюбивые формы моллюсков, морских ежей и брахиопод.

В позднем плиоцене происходит похолодание и фауна принимает бореальный характер. Морские бассейны мелеют, и в конце плиоцена на низменных равнинах, оставленных морем, а также в значительно выровненных к этому времени горных областях отлагались лишь континентальные, преимущественно озерные и аллювиальные отложения. Однообразная плиоценовая флора с *Salix, Betula, Alnus* и значитель-

http://jurassic.ru/

ным количеством хвойных указывает на довольно суровые климатические условия позднего плиоцена.

Отложения плиоцена Камчатки отличаются многими особенностями, прежде всего большим содержанием грубообломочных пород, почему они напоминают молассы. Бассейны конца плиоценового времени представляли собой по существу межгорные впадины. Позднеплиоценовые поднятия вызвали окончательный переход территории Камчатки к континентальному режиму.

Вулканические процессы плиоценового времени имели ряд особенностей. Одной из них являлось развитие извержений кислых вулканических продуктов состава роговообманковых андезитов, дацитов и липаритов. Эти извержения сопровождались образованием больших масс пемзы, игнимбритов, формированием экструзивных куполов, длительной последующей гидротермальной деятельностью у экструзивных куполов и субвулканических интрузивов. С деятельностью высокотемпературных гидротерм, содержащих хлористоводородную и фтористоводородную кислоты, оказались связанными высокоглиноземистые породы типа вторичных кварцитов. Сернокислотная переработка эффузивно-пирокластических пород у плиоценовых вулканов обусловила формирование больших массивов опализированных, алунитизированных и аргиллитизированных пород, а также метасоматических серных залежей. Содержащиеся в неогеновых отложениях мощные слои пирокластических и вулканогенно-обломочных пород подвергались гидротермальной переработке и превращались в пластообразные сернорудные залежи. В более глубоких горизонтах гидротермальная деятельность проявилась образованием руд ртути, мышьяка, сурьмы(?). Особенное развитие все эти явления получили в Центрально-Камчатской вулканической зоне.

Особенности вулканических процессов плиоценового времени были связаны с далеко зашедшей дифференциацией в очень неглубоко залегающих магматических очагах. Последние вскрыты местами эрозией в виде субвулканических интрузивов, преимущественно диорит-порфиритов.

К плиоцену относятся последние вулканические проявления на площади Командорских островов, где в последующее, четвертичное время вулканические процессы не возобновлялись. В составе вулканических продуктов плиоценового времени Командорских островов преобладают экструзивные массивы роговообманковых и биотито-роговообманковых андезитов и туфы соответствующего состава.

На Западной Камчатке, главным образом в пределах Тигильского поднятия, в плиоцене(?) сформировались многочисленные небольшие, разнообразные по составу щелочные интрузивы, сложенные сиенитами, монцонитами, шонкинитами, трахитами и другими породами. Их образование знаменует позднейший этап интрузивной деятельности в Камчатской складчатой области.

Слабые складкообразовательные движения в конце плиоцена обусловили очень пологую складчатость верхнемиоцен-плиоценовых пород и возобновление движений по старым разломам.

Окончание плиоценового времени ознаменовалось значительной по продолжительности паузой в тектонических и вулканических процессах, в течение которой произошло выравнивание рельефа. Пологий, слабо всхолмленный рельеф с одиночными останцевыми возвышенностями был характерен для конца плиоцена на всей площади Камчатки.

Движения в плиоцене завершили развитие территории Камчатки как молодой геосинклинали. В четвертичное время она вступила уже как вполне сформировавшаяся складчатая область.

http://jurassic.ru/

Четвертичный период

В четвертичное время развитие Корякско-Камчатской складчатой области имело преимущественно континентальный характер. Колебательные движения способствовали созданию горного рельефа и обусловили неоднократные трансгрессии и регрессии, не выходившие далеко за пределы береговой полосы полуострова. К числу крупнейших событий четвертичного времени относится опускание платформенного массива Охотии и возникновение на его месте внутреннего Охотского моря. Климатические изменения в течение четвертичного времени вызывали не менее, чем двукратное оледенение Камчатки.

Дифференцированные движения отдельных блоков Камчатского полуострова в четвертичное время обусловили зональность его рельефа. Антиклинальные структуры выделились в виде горных хребтов, прогибы представляют собой современные впадины. Характер морских берегов и направление их современного движения связаны с зональностью рельефа. При общем происходящем сейчас поднятии Камчатки отдельные площади суши выпадают из общего ритма движения и испытывают погружения. Эти площади соответствуют бывшим прогибам и развивавшимся на их месте равнинам, т. е. современные опускания являются унаследованными. Опускание суши сейчас наблюдается на продолжении Центральной Камчатской депрессии (пролив Литке), на прибрежных участках Начикинского грабена у г. Петропавловска, на побережье Западной Камчатской равнины (Буданов и др., 1957; Владимиров, 1958), у низменных перешейков гористых полуостровов Восточной Камчатки (Зенкович, 1947), на побережье залива Корфа, располагающегося в пределах Центрального Камчатского прогиба.

Другим фактором, определяющим характер берегов Камчатки, кроме современных движений, является состав слагающих их пород. Равнинные зоны, сложенные непрочными осадочными породами, окаймляются в прибрежных районах выровненными и аккумулятивными берегами. В пределах горных зон с субстратом из прочных пород развиваются абразионные и абразионно-аккумулятивные бухтовые берега. Определение знака современных вертикальных движений береговой линии Камчатки затрудняется наличием на побережье участков прибрежно-морских равнин, являющихся результатом молодой ингрессии и очень недавнего поднятия. Местами море еще не покинуло депрессии крупных долин, и оставшиеся подтопленные долины некоторыми исследователями неверно объясняются происходящим сейчас опусканием суши.

Представляя собой участок уже стабилизовавшейся складчатой области, Камчатка в течение четвертичного периода оставалась тесно связанной с соседней развивающейся геосинклинальной системой.

Молодой вулканизм и тектоническая активность Камчатки в четвертичное время отчасти являлись отзвуками более сильных процессов прошлого, но главным образом они были обусловлены развитием Курило-Камчатской океанической впадины. За четвертичное время в вулканических поясах Камчатки накопились вулканогенные толщи мощностью до 1000 *м* и более. Вулканические процессы за это время эволюционировали от трещинных излияний плато-базальтов через щитообразные вулканы к стратовулканам. Состав вулканических продуктов изменялся в сторону раскисления, хотя некоторые группы вулканов, связанные с новейшими сводовыми поднятиями, и сейчас изливают базальтовые лавы. Среди современных продуктов извержений преобладают в общем лавы и рыхлый вулканический материал андезитового состава.

http://jurassic.ru/

Схема геологических процессов позднемело

Системы	Отделы	Подотделы	Серии	Подсерии	Свиты	Седиментационные циклы	Главные трансгрессии
Четвертичное время							
Неоген	Плиоцен		Кавранская	Верхняя	Эрмановская	VII	Этолонская
					Этолонская		
	Миоцен	Верхний		Нижняя	Какертская	VI	Ильинская
					Ильинская		
		Средний	Воямпольская	Лухлинская	Кулувенская	V	Воямпольская
					Вивентекская		
					Утхолокская		
		Нижний		Рассошинская	Гакхинская	IV	Мачигарская
					Аманинская		
Палеоген	Олигоцен	Верхний	Ковачинская			III	Ковачинская
		Средний					
		Нижний					
	Эоцен		Тигильская		Снатольская Напанская	II	Тигильская
	Дат-палеоцен				Хулгунская (?)	I	Хулгунская (?)
Мел	Верхний		Ирунейская				Сенонская
			Лесновская				

http://jurassic.ru/

Таблица 38

вого и третичного времени на Камчатке

геологические процессы				Сопоставление с толщами соседних областей	
Климатические оптимумы (+), похолодания (—) и время наибольшего выравнивания рельефа (×)	Эффузивная деятельность	Интрузивная деятельность	Фазы складчатости	Сахалин (серии)	Япония (формация)
	Плато-базальты				
× —· +	Липариты, дациты, роговообманковые андезиты	Диоритовые порфириты (?), щелочные породы	Сахалинская	Нутовская	Верхний Мусашино
— +	Базальты, андезито-базальты		Татарская	Окобыкайская	Нижний Мусашино
—	Роговообманковые андезиты, дациты	Диориты, гранодиориты, габбро сиениты	Алеутская	Верхнедуйская	Кавабата
+	Базальты, андезиты	Габбро-диориты, диориты, граниты, монцонитоиды	Курильская (поздняя фаза) Курильская (ранняя фаза)	Хоинджинская	Мисака
× —	Альбитофиры			Хандасинская	Поронай
				Нижнедуйская	Ишикари
+		Диориты, гранодиориты, ультраосновные породы	Камчатская (Ларамийская)	Синегорская (Долинская) (?)	Вулканогенные и туфогенные породы толщи Тойониши
	Кислые эффузивы (?), андезито-базальты, спилиты, базальты			Ороченская	Уракава

http://jurassic.ru/

Молодая геосинклинальная система, образующаяся у берегов Камчатки, находится в раннем этапе своего развития. Ее главными элементами являются, кроме Курило-Камчатской океанической впадины, островная вулканическая дуга Курильских островов, впадины краевых морей, Восточный наложенный вулканический пояс типа окраинного.

Курило-Камчатская океаническая впадина сейчас проходит, по-видимому, стадию геосинклинального накопления терригенных песчано-сланцевых толщ. Можно предполагать, что в будущем во впадине разовьется обстановка подводного вулканизма, в которой образуется новая спилито-кератофировая формация.

Заполнение обломочным материалом впадины Охотского моря будет способствовать росту внутреннего осадочного пояса приохотской геосинклинальной системы, в которую входит и Камчатка. После этого Курильская островная дуга окажется причлененной к материковым структурам.

При дальнейшем развитии Восточного вулканического пояса в нем проявится, судя по примеру Восточно-Азиатского вулканического пояса, последующее раскисление вулканических продуктов, в результате чего сформируется верхняя вулканогенная толща, сложенная кислыми эффузивами, находящимися в тесных взаимоотношениях с субвулканическими интрузивами.

После формирования на месте современной геосинклинальной системы молодой складчатой области, последняя вместе с Камчаткой, войдет в общий складчатый пояс.

В табл. 38 показана последовательность главных геологических процессов, происходивших на Камчатке в позднемеловое и третичное время. Из этой таблицы видно, что естественные подразделения третичного разреза (седиментационные циклы), легко сопоставляющиеся в пределах Камчатки и Сахалина, на Камчатке не совсем удачно отнесены к различного порядка стратиграфическим подразделениям: сериям, подсериям и даже свитам. На лучше изученном Сахалине все главные седиментационные циклы приняты в качестве основных крупных стратиграфических единиц (серий). По-видимому, в будущем возникает необходимость пересмотреть стратиграфическую номенклатуру для третичных отложений Камчатки.

http://jurassic.ru/

КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА

http://jurassic.ru/

http://jurassic.ru/

ВВЕДЕНИЕ

Курильский архипелаг представляет собой дугообразно изогнутую цепь островов. Протягиваясь от южной оконечности Камчатки к Хоккайдо, он как бы соединяет в одно целое эти удаленные друг от друга, но геологически близкие области. Вместе с Камчаткой и северо-восточной частью Хоккайдо Курильские острова образуют сложную тектоническую структуру, состоящую из двух параллельных антиклинальных поднятий. Восточное поднятие обычно называют внешней дугой, оно соответствует Малой Курильской гряде; Западное поднятие, называемое внутренней дугой, соответствует Большой Курильской гряде.

Крайними точками Курильского архипелага являются: на севере — северный берег о. Атласова, на востоке — тихоокеанское побережье о. Шумшу, на юге — о. Анучина, на западе — мыс Ивановский на о. Кунашире.

Большая Курильская гряда имеет длину около 1250 *км*. Двумя глубокими и широкими проливами она делится на три группы островов — Северную, Среднюю и Южную.

В Северную группу входят острова Атласова, Парамушир, Шумшу, Онекотан, Шиашкотан и ряд более мелких. Северная группа островов отделена от п-ова Камчатки Первым Курильским проливом. Ширина этого пролива между о. Шумшу и мысом Лопаткой (на Камчатке) составляет 12 *км*. Границей между Северной и Средней группами островов служит пролив Крузенштерна. В состав Средней группы входят острова Матуа, Расшуа, Кетой и Симушир. Далее к юго-западу, за глубоким проливом Буссоль, находится Южная группа островов, включающая три крупных и экономически важных острова — Уруп, Итуруп и Кунашир. Последний отделен от о. Хоккайдо проливами Нацуке и Немуро. Минимальная ширина первого из них около 17 *км*.

Малая Курильская гряда расположена юго-восточнее о. Кунашира и отделена от него Южно-Курильским проливом. Она имеет длину порядка 95 *км* и состоит из относительно крупного о. Шикотана и группы мелких островов и скал, протягивающихся между о. Шикотаном и северо-восточной оконечностью о. Хоккайдо — п-овом Немуро. Этот полуостров является непосредственным геологическим продолжением Малой гряды, что подтверждается общностью их стратиграфии и тектоники. Северо-восточнее о. Шикотана Малая гряда переходит в подводный хребет Витязь, тянущийся параллельно Большой гряде до самой Камчатки.

Суммарная площадь 23 наиболее крупных островов Курильского архипелага равна 10 130 *км*^{2}, площадь остальных — мелких островов составляет не более 20—30 *км*^{2}. Площадь всего архипелага 10 150—10 160 *км*^{2}, в том числе — Большой гряды около 9800 *км*^{2}, Малой гряды — около 350 *км*^{2}.

В административном отношении Курильские острова относятся к Сахалинской области. В пределах Курильского архипелага выделяются три района: Южно-Курильский (о. Кунашир и острова Малой гряды, Северо-Курильский (острова Парамушир и Шумшу) и Курильский, к которому относятся все прочие острова архипелага.

http://jurassic.ru/

Глава первая

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ

Историю изучения Курильских островов можно разделить на три периода

Первый период — со времени открытия островов до 1875 г. В трудах С. П. Крашенинникова (1755), А. С. Полонского (1871), Д. Позднеева (1909), а из более поздних — Л. С. Берга (1935, 1946), А. В. Ефимова (1948), А. Н. Рыжкова (1960) и других исследователей приводятся документы, подтверждающие исключительную роль русских землепроходцев и путешественников не только в открытии преобладающего большинства островов Курильского архипелага, но и в изучении их строения.

Первая русская экспедиция на Курильские острова была организована в 1711 г. Д. Я. Анциферов и И. П. Козыревский составили первый «чертеж» северных островов и собрали материалы о их природе и жителях — айнах. Результатом путешествия И. П. Козыревского на острова в 1713 г. явилась карта и описание северной части архипелага. Козыревский сообщил о наличии курящихся сопок, а также о присутствии руды на Шестом острове, т. е. на Харимкотане.

В 1721 г. геодезисты И. Евреинов и Ф. Лужин произвели астрономические наблюдения на пяти северных островах и нанесли острова на карту.

В последующие годы на Курильские острова направляется ряд экспедиций. Особенно много для познания архипелага сделал капитан М. П. Шпанберг, начальник одного из отрядов экспедиции В. Беринга. В 1738—1739 гг. корабль под его командованием прошел вдоль Курильской гряды до о. Хоккайдо. М. П. Шпанберг обследовал Малую гряду, нанес на карту ряд вновь открытых островов и уточнил положение ранее известных. Другой участник экспедиции Беринга — С. Стеллер побывал на островах Парамушире и Шумшу (Steller, 1774). С. П. Крашенинников, ряд лет изучавший Камчатку, интересовался также и Курильскими островами. В книге «Описание Земли Камчатки» он, по данным С. Стеллера, М. П. Шпанберга и других исследователей, приводит сведения о географии и этнографии островов.

Среди первых исследований Курильского архипелага выделяются работы на островах И. Черного. В «Записке» И. Черного уделено много внимания описанию отдельных островов, вулканов, горячих источников и пр. Есть в ней и краткие сведения о полезных ископаемых. Так, например, на о. Янкича (группа Ушишир) он обнаружил два горячих источника и около них скопления серы (Полонский, 1871).

Несколько лет провел на Урупе И. Антипин — начальник экспедиции, отправленной с Камчатки. На островах Северной группы побывал в 1783 и 1786 гг. Г. И. Шелехов, давший географическое описание островов (Шелехов, 1793; Полевой, 1960). Среди исследователей Курильских островов в XVIII столетии следует отметить имена штурманов М. Татаринова и Г. Ловцова, первого русского посланника в Японии А. Лаксмана и многих других. К концу XVIII в. Курильские острова были в значительной степени освоены русскими. На многих

http://jurassic.ru/

островах возникли постоянные русские селения. Наиболее крупные из них располагались на островах Шумшу и Урупе.

В начале XIX столетия Курильские острова посещались многими мореплавателями (И. Ф. Крузенштерн, Ю. Ф. Лисянский, В. М. Головнин, П. И. Рикорд, Г. А. Сарычев, Хвостов, Давыдов и др.). В опубликованных ими описаниях путешествий основное внимание уделено характеристике береговой полосы и проливов, условиям плавания, природе и населению островов. Почти во всех описаниях имеются указания о вулканических извержениях и землетрясениях. Эти данные были обработаны Перреем (Perrey, 1864), обобщившим весь имевшийся в то время материал о вулканизме и землетрясениях Курильских островов и Камчатки. Сведения об извержениях курильских вулканов приводятся в работах и других авторов (Сельский, 1858; Тихменев, 1861; Дорошин, 1870; Полонский, 1871).

В 1875 г. после перехода Курильского архипелага к Японии, русские исследователи на долгие годы лишились возможности посещать острова. Время до 1945 г., т. е. до воссоединения островов с Советским Союзом, можно считать вторым периодом их изучения.

К началу второго периода относится краткое описание Курильских островов, сделанное Мильном (Milne, 1879), посетившим острова в 1878 г. Одним из немногих европейцев, посещавших острова в XIX в., был английский капитан Сноу (Snow, 1897). В опубликованной им книге в числе других сведений дается описание вулканов, горячих источников и фумарол.

В конце XIX столетия на Курильских островах побывали многие японские геологи. К. Джимбо (Jimbo, 1894) опубликовал ряд статей, касающихся вопросов геологического строения островов, а также краткие данные о геологии о. Урупа. К этому же времени относятся работы К. Комико (Komiko), С. Иокояма (Yokoyama), Т. Иосикава (Yochikawa) и др. Из трудов, опубликованных японскими исследователями в текущем столетии, следует отметить работы Я. Саса (Sasa, 1934а, б). Туфогенные породы Северных Курил условно отнесены им к позднетретичным. Совместно с Сузуки, Саса опубликовал описание вулканических пород северных островов Большой гряды (Suzuki, Sasa, 1934). Саса уделил большое внимание изучению геологического строения о. Шикотана. С. Номура (Nomura, 1933) описал третичную фауну, собранную Сакураи в районе г. Северо-Курильска. Краткое описание о. Уруп дал Т. Немото (Nemoto, 1934). Он отметил, что в фундаменте острова залегают третичные отложения, представленные агломератами, туфогенными песчаниками и туфогенными глинистыми сланцами. В другой своей работе он высказывает мнение о донеогеновом возрасте урупских гранодиоритов (Nemoto, 1936).

В период с 1937 по 1940 г. Т. Хирабаяси (Hirabajashi, 1941) посетил свыше двадцати островов Курильского архипелага. Он отметил, что отложения, условно отнесенные к неогену, развиты не только на крупных островах большой гряды, но и на второстепенных (Ушишир, Онекотан и др.). В течение ряда лет на Курильских островах работала сейсмическая станция и велись наблюдения над состоянием вулканов. В трудах Г. Танакадате (Tanakadate), Харада (Harada), К. Миятакэ (Miytake) и других исследователей опубликованы данные об извержениях курильских вулканов, происходивших в текущем столетии.

Японцы разрабатывали на Курильских островах полезные ископаемые, в частности серу на многих вулканах Большой гряды, золото и цветные металлы на о. Кунашире, а возможно, и на Итурупе, Урупе и некоторых других островах. В японской литературе сведения о полезных ископаемых крайне скудны, имеются только краткие упоминания

http://jurassic.ru/

о некоторых месторождениях и рудопроявлениях. Довольно детальная геологическая карта была составлена японскими геологами лишь для о. Шикотана (Саса, 1936). На остальных островах детальное геологическое картирование, по-видимому, не проводилось.

В период с 1938 по 1945 г. в советской литературе появилось несколько обзорных работ о Курильских островах. Наряду с физико-географическими, биогеографическими и прочими сведениями в них приводятся некоторые данные о геологическом строении островов и упоминаются отдельные полезные ископаемые, в частности сера (Андреев, 1938; Ушаков, 1943; Соловьев, 1945).

Третий период изучения Курильского архипелага — с 1945 г. и по настоящее время. В 1946 г. опубликована статья А. Н. Заварицкого, в которой указывается на важность изучения Курило-Камчатской вулканической дуги — области, где сочетаются активный вулканизм и сильные сейсмические процессы. Исследования советских геологов на Курильских островах начались экспедиционными работами сотрудников Приморского филиала Всесоюзного географического общества, давшими ценные сведения о природных условиях Южных Курильских островов (Корсунская, 1958).

В последующие годы Академия наук СССР и Министерство геологии и охраны недр СССР организовали экспедиции на Курильские острова, положившие начало их систематическому и всестороннему изучению.

В результате проведенных исследований вопросы географии, в частности физико-географического районирования и геоморфологии, освещены Г. В. Корсунской (1947, 1948б, 1958); фауна и флора островов, а также их климат, почвы и пр. описаны в трудах В. Н. Васильева (1946), Д. П. Воробьева (1947, 1956), К. А. Воробьева (1947 г.) и др., закономерности формирования побережий Большой Курильской гряды освещаются В. П. Лымаревым (1948, 1955).

Советские вулканологи и географы опубликовали многочисленные труды, посвященные вулканизму Курильских островов (Влодавец, 1949б; Горшков, 1948а, б, 1953, 1954а, в, д, 1960а, б, в; Корсунская, 1948а; Главацкий и Ефремов, 1948б; Мархинин, 1957а, б, в, 1959а, 1960а, б, 1961; Святловский, 1959 и др.).

В 1947—1948 гг. В. В. Бочкаревым, Г. М. Власовым, А. К. Марковым и др. изучались месторождения серы на Кунашире и Итурупе (Дальневосточное геологическое управление).

В 1951 г. Ю. С. Желубовским и рядом других геологов проводилось геологическое изучение наиболее крупных островов Курильского архипелага. В результате была разработана схема стратиграфии Курильских островов и составлена схематическая геологическая карта.

С 1951 г. в изучении полезных ископаемых Курильских островов принял участие Сахалинский комплексный научно-исследовательский институт. Так, И. И. Катушенок обследовал месторождения магнетитовых песков на западном побережье о. Итурупа и полиметаллические месторождения на Кунашире. Эти работы были продолжены в последующие годы (Катушенок, 1959). Наиболее крупное месторождение магнетитовых песков разведывалось в 1954 г. Н. П. Саврасовым. В том же году Г. М. Головин, Ф. К. Костенко и И. И. Катушенок обследовали ряд месторождений на о. Кунашире.

Подземные воды Курильских островов, в частности минеральные источники Большой Курильской гряды, обследовались в 1951 г. О. Н. Толстихиным, Б. В. Стыриковичем и др. (Толстихин, 1957а, б). Более детально они изучены В. В. Ивановым (1956, 1957а, б и др.). В последующие годы паро-гидротермы Курильских островов привле-

http://jurassic.ru/

кают к себе внимание как возможные современные рудные гидротермы и источники энергии (Мархинин, 1956б, 1959б; Зеленов, 1958, 1960а, б; Набоко, 1957б, 1958а, б, в, 1959а, б, в; Товарова, 1960).

Большое значение для познания рельефа и геологического строения подводной части Курило-Камчатской островной дуги имели работы Института океанологии АН СССР (Безруков и др., 1953, 1955а, б, г, 1958, 1959, 1960а, б, 1961; Безруков и Лисицын, 1961; Канаев, 1959а, в, 1960, 1961; Удинцев, 1955а, б, 1956, 1957, 1960, 1961).

В 1953 г. Камчатское районное геологическое управление приступило к изучению месторождений серы на о. Парамушире. В результате геологопоисковых работ, проведенных Г. М. Власовым (1953 г., 1958 г., 1960б, в и др.) и В. М. Никольским (1953 г., 1955 г.), а также В. В. Бочкаревым и Д. Е. Саватеевым 1954—1957 гг. и Н. И. Федотовой в 1958 г., собран материал по геологическому строению острова.

В 1955 г. Ю. С. Желубовским проводились геологические наблюдения на Урупе, Итурупе, Кунашире, Шикотане и некоторых островах Средней группы Большой гряды; была собрана фауна, позволившая уточнить возраст некоторых свит, получены данные для предварительной оценки месторождений рудных полезных ископаемых.

В 1957 г. Сахалинский комплексный научно-исследовательский институт АН СССР начал работы по изучению стратиграфии, магматизма и металлогении Южных Курильских островов; в 1959 г. они были распространены и на северные острова (Г. П. Вергунов, Ю. К. Гуменный, А. Ф. Прялухина, В. Ф. Ерохов, К. Ф. Сергеев, В. Б. Сергеева и др.).

В 1957—1958 гг. в районе Курильских островов Институтом физики Земли АН СССР и другими учреждениями проводились геофизические исследования, имевшие целью изучение особенностей строения земной коры (Вейцман и др., 1961а, б; Горячев, 1960а; Васильев и др., 1960; Токарев, 1958; Мархинин, 1959в; Бернштейн, 1960). Геологические исследования на Курильских островах в большом объеме проводились в 1960 г. Сахалинским геологическим управлением.

В итоге выполненных работ выяснились основные особенности геологического строения островов, перспективы их в отношении рудного и нерудного сырья, распределение вулканов и характер их деятельности. В результате геофизических работ получены представления о строении земной коры в районе Курильского архипелага. Океанологические исследования в прилегающих морях дали общую картину их донного рельефа.

Однако итоги проведенных на Курильских островах работ еще не позволяют решить все вопросы, касающиеся их геологического строения, и дать перспективы для поисков полезных ископаемых. Недостаточно выяснена общая геологическая структура Курильского архипелага; геологическими исследованиями почти не затронуты Средние Курильские острова. Плохо изучены и почти не охарактеризованы палеонтологически палеогеновые(?) и нижнемиоценовые отложения Большой Курильской дуги. Не выделены еще на Курильских островах главные интрузивные комплексы, не выяснены особенности трещинной тектоники, что затрудняет поиски рудных залежей. Слабо изучено большинство курильских вулканов, что затрудняет организацию службы прогнозов извержений. Лишь в последние годы здесь достаточно широко поставлены работы по изучению сольфатарной и гидротермальной деятельности; результаты этих исследований позволят решить ряд вопросов, связанных с процессами рудообразования.

http://jurassic.ru/

Глава вторая

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ И ЭКОНОМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Сведения о географии Курильских островов содержатся в многочисленной опубликованной литературе. Сводные работы по физико-географическому описанию Курильской гряды принадлежат М. Татаринову (1784), А. Полонскому (1871), Г. Д. Сноу (1902), А. И. Соловьеву (1945), П. В. Ушакову (1943) и М. А. Сергееву (1947).

Систематические физико-географические исследования Курильских островов производятся с 1946 г. Результаты этих исследований обобщены в книге Г. В. Корсунской «Курильская островная дуга», изданной в 1958 г. Данные о подводном рельефе Курильской гряды приводятся в трудах Института океанологии АН СССР.

РЕЛЬЕФ

Курильские острова в орографическом отношении представлены или одиноко возвышающимися со дна океана конусообразными вулканами-островами, или сложно построенными сильно расчлененными вулканическими горными массивами, насаженными на древние поверхности выравнивания и обрамленные серией морских террас. Побережья крупных островов характеризуются плавными очертаниями береговой линии, низменными прибрежно-морскими равнинами с останцами древних береговых валов, многочисленными заливами и бухтами и цепочками невысоких дюн.

Как показали океанологические исследования, Курильский архипелаг является горной системой, состоящей из двух параллельных горных хребтов. Внутренний хребет соответствует Большой Курильской гряде и ограничен с запада Южно-Охотской впадиной с максимальной глубиной 3374 *м*. Внешний хребет в своей надводной части представляет собой Малую Курильскую гряду. Продолжением ее к северо-востоку является подводный хребет Витязь, наиболее отчетливый в районе Южных и Северных и выполаживающийся у Средних Курильских островов. Перед внешним хребтом, в 180 *км* от него, располагается Курило-Камчатская океаническая впадина с максимальной глубиной 10 382 *м*. Впадина представляет собой узкий желоб протяженностью по изобате от 6000 *м* до 2000 *км* и шириной от 20 до 60 *км*. Вдоль Южных Курильских островов глубины впадины на расстоянии 550 *км* превышают 9000 *м*, ширина ее здесь 1—5 *км*. Второе понижение впадины с глубинами около 8000 *м* наблюдается у Северных Курильских островов.

Длина Курильской горной системы достигает 1250 *км* при ширине в южной части 220 *км*, в средней — 110 *км* и в северной — 155 *км*. Острова Большой Курильской гряды разделены между собой многочисленными (более 20) проливами, из которых наиболее глубокими являются проливы Буссоль (2318 *м*) и Крузенштерна (1920 *м*); проливы Фриза, Четвертый Курильский, Рикорда и Надежды имеют глубину более 500 *м*; остальные проливы не глубже 200 *м*. Суммарная ширина проливов составляет примерно 500 *км*.

http://jurassic.ru/

По данным Г. С. Горшкова (1958в), на Курильских островах к настоящему времени выявлено более 85 вулканов, из них 39 действующих. Вулканический рельеф занимает не менее половины площади на крупных островах и целиком характеризует мелкие острова гряды. Он разделяется Г. В. Корсунской на высокогорный, с высотами более 2000 *м*, среднегорный — от 1000 до 2000 *м* и мелкогорный — от 400 до 1000 *м*.

К высокогорному участку на Курильских островах относится о. Атласова с его величественным вулканом Алаидом, имеющим форму правильного усеченного конуса и наивысшую абсолютную отметку всей

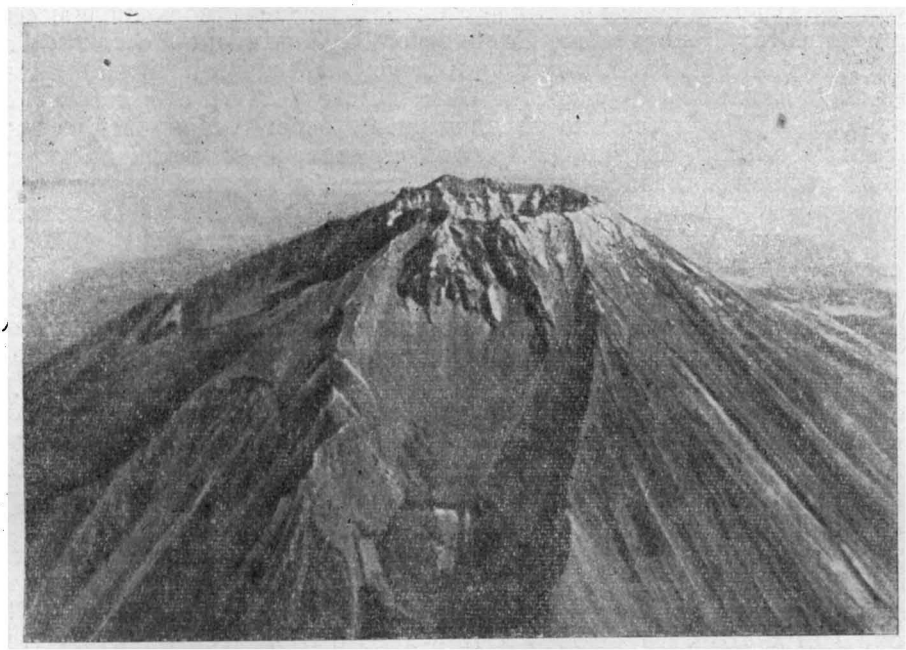


Рис. 101. Вершина вулкана Атсонупури (о. Итуруп). Фото Г. С. Горшкова

Курильской гряды 2239 *м*. На вершине вулкана имеются небольшие леднички. Большинство вулканических массивов Курильских островов по характеру рельефа относится к среднегорью. В эту категорию попадают почти все вулканы крупных Курильских островов, сгруппированные обычно в горные хребты, редко возвышающиеся отдельными вершинами — вулкан Фусса на Парамушире, вулкан Атсонупури на Итурупе (рис. 101), а также одиночные вулканы мелких островов: Маканруши, Харимкотан, Экарма, Матуа и Кетой. Лишь в немногих случаях высота вулканов превышает 1500—1600 *м*. К мелкогорью принадлежат сильно расчлененные, сложенные третичными вулканогенными породами хребты крупных островов — Парамушира (хребет Левинсона-Лессинга), Урупа (северо-восточная часть хребта Шокальского и юго-западная часть хребта Петра Шмидта), Итурупа (северная часть хребта Богатырь) и Кунашира (хребет Докучаева), а также мелкие острова — вулканы Анциферова (749 *м*), Чиринкотан (724 *м*), Райкоке (551 *м*), Расшуа (956 *м*), Ушишир (401 *м*), Броутона (800 *м*), Чирпой (624 *м*) и Брат Чирпоев (752 *м*).

Ниже дается краткая характеристика рельефа крупных Курильских островов в порядке степени их расчлененности и труднодоступности.

http://jurassic.ru/

Остров Парамушир является наиболее гористым среди островов Курильского архипелага. Поверхность его образована сочетанием трех орографических элементов: морских террас, высоких поверхностей выравнивания и вулканических горных сооружений.

Морские террасы высотой до 120—250 *м* прослеживаются по обоим побережьям острова, занимая $^1/_4$ часть его площади. Поверхности выравнивания высотой 300—500, 500—700 и 700—1000 *м* — один из характерных элементов рельефа Парамушира.

На высоких поверхностях выравнивания, как на пьедесталах, возвышаются многочисленные вулканы. На острове выявлено более 20 вулканов, из них пять действующих, и множество шлаковых конусов. Вулканы сгруппированы в три вулканические цепи, носящие наименование хребтов Вернадского, Карпинского и Левинсона-Лессинга. Первые два содержат хорошо сохранившиеся четвертичные вулканы с высотами, достигающими в хребте Вернадского 1184 *м*, а в хребте Карпинского—1815,6 *м*; сильно расчлененный хребет Левинсона-Лессинга, расположенный в центральной части острова и сложенный неогеновыми вулканогенными образованиями, не имеет хорошо сохранившихся вулканов; высоты здесь не превышают 972 *м* (гора Зуб). Изолированное положение на острове занимают вулканы Пик Фусса (1772 *м*), Ферсмана (951 *м*) и Левашова (945 *м*).

По всем крупным долинам рек о. Парамушира, особенно в их средних и нижних частях, широко развит холмисто-западинный ледниковый рельеф. Долины этих рек представляют собой типичные троги с донными, боковыми и конечными моренами. Последние иногда образуют характерные мысы (Озерный, Савушкина) и полуострова (Васильева).

Остров Уруп — один из наиболее труднодоступных. Вулканические горные сооружения, занимающие не менее $^2/_3$ площади острова, сгруппированы в три хребта северо-восточного направления (с севера на юг): Шокальского, Петра Шмидта и Криштофовича. Наивысшие отметки приурочены к южной части острова (хребет Криштофовича — горы Шебалина 1310 *м*, Ивао 1430 *м* и высота 1321 *м*). К северу высоты постепенно снижаются, составляя в хребте Петра Шмидта 1031 *м* (гора Петра Шмидта) и 1003 *м*, а в хребте Шокальского 842 *м* (гора Каврайского) и 707 *м* (гора Ирина).

Несколько изолированное положение занимают хорошо выраженные в рельефе вулканы Трезубец (1013 *м*) и Колокол (1330 *м*) в северной части Урупа.

Водораздельная линия хребтов несколько сдвинута к западу, вследствие чего реки тихоокеанского побережья имеют более разработанные долины и низкие речные террасы, чем реки охотского склона. Морские террасы не имеют на Урупе широкого развития. По тихоокеанскому побережью острова довольно отчетливо прослеживаются морские террасы высотой 20—40 и 80—100 *м*. Последняя из них достигает 5—6 *км*. На Охотском склоне наблюдаются лишь обрывки морских террас двух уровней. Благодаря сравнительно однородному геоморфологическому строению береговая линия острова имеет округлые плавные очертания.

Остров Итуруп образован девятью вулканическими массивами, соединенными низменными террасовыми участками. Эти вулканические массивы не составляют сплошных горных хребтов, как на Парамушире и Урупе, а представлены одиночными, сдвоенными или строенными вулканами. Средние высоты массивов 1000—1100 *м*. Наибольшая высота — вершина вулкана Богдана Хмельницкого (1587 *м*) — находится в южной части о. Итурупа.

Вулканические массивы острова несколько «сдвинуты» к тихоокеанскому побережью и разделены между собой значительными низмен-

http://jurassic.ru/

ными пространствами. В основном это плоские поверхности морских террас различных уровней от 1—2 до 240 *м*. Как и на Парамушире, на Итурупе развиты высокие выровненные поверхности с абсолютными отметками от 300 до 700 *м*, наиболее широко распространенные в центральной части острова.

Береговая линия Итурупа благодаря разрозненности вулканических массивов имеет сложные очертания, изобилует мысами и полуостровами, заливами и бухтами, причудливыми скалами. Очень своеобразным является залив Львиная Пасть на юго-западном окончании острова, представляющий собой затопленную кальдеру древнего вулкана.

Остров Кунашир по своему рельефу значительно отличается от вышеописанных островов. Е. К. Мархинин выделяет здесь следующие основные морфологические элементы:

1) островершинный древний вулканический хребет Докучаева в северо-западной части острова с вершинами Руруй, Сибирцева, Глинка, Морозова и др.; максимальная высота хребта 1486,3 *м* (гора Руруй);

2) высокие выровненные поверхности в средней части острова с высотами 400—600 *м* и пологим наклоном в стороны моря и океана;

3) современные вулканические сооружения действующих вулканов Головнина, Менделеева и Тяти. Первые два значительно разрушены денудацией и представляют собой кальдеры диаметром 2,5—4,0 *км*, внутри которых находятся молодые экструзивные купола. Высоты гребня кальдер не превышают 542 *м* (гора Головнина), отдельные купола кальдеры Менделеева возвышаются до 916 *м*. Вулкан Тятя по своей морфологии является вулканом типа Сомма — Везувий, с юным конусом, поднимающимся до 1822 *м*. Это один из наиболее красивых и второй по высоте вулкан Курильских островов.

Морские террасы развиты по обоим побережьям острова. Выделяются следующие уровни: 2—3; 6—15; 20—40; 60—120 *м*. Более широко развиты высокие террасы; низкие террасы характерны в основном для тихоокеанского побережья.

Своеобразным элементом рельефа о. Кунашира являются многочисленные мысы, нередко причудливой формы, представляющие собой отпрепарированные морем небольшие экструзивы, дайки, некки или останцы лавовых потоков. Береговая линия острова в пределах развития древних вулканических пород по берегу Охотского моря имеет сравнительно плавные очертания и сильно изрезана по побережью Тихого океана, к которому тяготеют молодые вулканические сооружения.

ГИДРОГРАФИЯ

Большое количество выпадающих осадков способствует образованию многочисленных рек и ручьев и расчленению рельефа Курильских островов. Вулканы островов радиально рассечены бесчисленными баранкосами с временными водотоками. Много на Курилах озер и минеральных источников.

На всех мелких островах — вулканах Большой Курильской гряды речная сеть почти совершенно не развита. Слабо развита она и на островах Малой Курильской гряды. На о. Шикотане, например, насчитывается пять рек и несколько ручьев. Длина наиболее крупной — р. Горобец — не превышает 8 *км*, ширина 3—7 *км*, глубина 0,3—0,6 *м*, скорость течения 0,1—0,2 *м/сек*. Долина реки неширокая (100 *м*), заболоченная. На остальных островках Малой Курильской гряды имеется до 3—4 мелких, иногда пересыхающих ручьев с пресной водой.

На крупных островах Большой Курильской гряды имеется до 25—40 постоянных рек. Большинство их является горными потоками с бы-

http://jurassic.ru/

стрым (от 1—2 до 4—5 *м/сек*) течением, многочисленными перекатами и водопадами. Длина рек в среднем 10—15 *км*, в некоторых случаях достигает 20—25 *км*; ширина русла в низовье 20—30, иногда 40—50 *м*, глубина 0,5—1,0 *м*, редко до 3 *м*. Реки несудоходные, некоторые из них используются для сплава леса (острова Кунашир и Итуруп) и для выработки электроэнергии (о. Парамушир). Количество равнинных рек невелико; они известны на островах Парамушире, Итурупе и Кунашире.

Наиболее крупными реками являются: на о. Парамушире—Тухарка (25 *км*), Шимоюр (20 *км*), Левашова (15 *км*), Кохмаюри (12 *км*) и Шелиховка (12 *км*); на о. Урупе— Галинка (12 *км*), Лопуховая (9 *км*), Луговая, Рыбная и Быстрая (8 *км*); на о. Итурупе — Куйбышевка (23 *км*), Курилка (20 *км*), Славная (19 *км*), Хвойная (13 *км*); на о. Кунашире — Тятина (20 *км*), Лесная (15 *км*), Серебрянка (12 *км*). Реки тихоокеанского побережья несколько длиннее рек, впадающих в Охотское море. Исключением является о. Итуруп, горные массивы которого несколько сдвинуты к Тихому океану.

В верховьях реки текут по руслу, сложенному коренными породами, изобилующему порогами с водопадами. Наиболее крупным является водопад Илья Муромец на о. Итурупе высотой 141 *м* (вулкан Камуй). Песчаное дно появляется лишь в нижнем течении рек, где прослеживаются речные террасы высотой до 10—15 *м*.

Питание рек происходит в основном за счет дождевых вод и таяния снега и льда, частично — за счет родниковых вод и минеральных источников. Уровень воды в реках весной повышается незначительно, но все же наиболее крупные водотоки в мае — июне трудно переходимы вброд. Особенно опасны для перехода равнинные реки в осенний период, когда из-за обильных осадков уровень воды в них повышается в течение 1—2 дней в 4—5 раз.

Все равнинные реки покрываются льдом, причем на севере Курильских островов на 3,5—4 месяца, на юге на 2—3 месяца. Толщина льда обычно не превышает 20—25 *см*. Наиболее быстрые горные реки замерзают не каждый год, а водопады — только в наиболее суровые зимы.

На Курильских островах, по данным Ю. С. Желубовского (1951 г.), насчитывается 340 более или менее крупных озер. Из них 305—310 озер относятся к равнинно-прибрежным, остальные — к горным. По происхождению озера чрезвычайно разнообразны. Г. В. Корсунская, например, выделяет девять групп озер с 23 разновидностями.

Более всего лагунных озер, известных на всех крупных островах Большой Курильской гряды и на Малой Курильской гряде. Также распространены на большинстве островов Большой Курильской гряды кратерно-кальдерные озера. Широким развитием на северных островах— Парамушире и Шумшу — пользуются ледниковые озера. Кратерно-кальдерные озера в большинстве случаев отличаются большой, в несколько десятков метров, глубиной и смешанным питанием за счет атмосферных и минеральных источников. Длина и ширина таких озер редко превышает 150—200 *м*, глубина достигает 50—70 *м*. Наиболее крупным является оз. Кольцевое вулкана Пик Креницына на о. Онекотан; диаметр озера около 6 *км*, глубина более 200 *м*. Лагунные озера при сравнительно больших размерах (в среднем 2×3 *км*) отличаются мелководностью (1—3, редко до 25 *м*); ледниковые озера, как правило, небольшие по размерам, мелкие, частично пересыхающие. Большинство озер зимой замерзает, покрываясь льдом толщиной до 1 *м*.

Незначительные по площади заболоченные участки встречаются в районах с ледниковым рельефом на северных островах и на прибрежно-морских равнинах. Площадь, занимаемая ими, незначительная. Склоны вулканов подвержены интенсивной эрозии и изобилуют

http://jurassic.ru/

многочисленными рытвинами, ложбинами, барранкосами. На ряде крупных вулканов в результате сильных эксплозионных извержений образовались глубокие ущелья. В местах развития гидротермально измененных пород, имеющих широкое площадное распространение на большинстве вулканов, образовались характерные амфитеатры, обусловленные разрушением пород сернокислыми растворами.

КЛИМАТ

Климат Курильских островов типично морской, но относительно суровый для своих широт. Он характеризуется большим количеством атмосферных осадков, умеренными морозами зимой и сравнительно прохладным летом, сильными ветрами и метелями, частыми туманами. Средняя годовая температура для Северных Курильских островов составляет 1,5—3,0°, для Южных 4,0—5,0°, в то время как на тех же широтах Европы и Америки она равна 9—10° С. Это своеобразие климата района связано с географическим положением Курильских островов, являющихся барьером между тромадными водными бассейнами Тихого океана и Охотского моря с различными температурными режимами.

В связи с особенностями географического положения Курильской гряды климатические условия, растительный и животный мир различны для Северных и Южных Курильских островов. Г. В. Корсунская проводит границу между северным и южным климатическими районами Курильских островов по перешейку Ветровому в северной части о. Итурупа.

Климат Северных Курильских островов более суровый, чем Южных. На северных островах зима более холодная и продолжительная, лето менее жаркое и более короткое. Продолжительность безморозного периода в северном районе 120, а в южном 180 дней. В зимнее время среднемесячная температура на о. Парамушире составляет минус 7—8°; минимальная температура опускается до минус 20—25°. В самом теплом месяце—августе—средние температуры колеблются от 10 до 18—19°, максимальная достигает 30°. Годовое количество осадков 700—1000 *мм* на севере гряды и 1000—1800 *мм* на юге, с минимумами в феврале (25—60 *мм*) и максимумами в октябре (100—190 *мм*). Снегопад начинается на северных островах в конце октября, на южных — в конце ноября. Скорость ветра на севере гряды несколько выше, чем на юге. Облачность в районе островов большая: в течение года 220—230 пасмурных дней и только 20—40 ясных. Минимальная облачность наблюдается весной и осенью. Высота снежного покрова на равнинах составляет 1—1,5 и достигает 3—4 *м*. На открытых склонах гор снег сдувается ветром; в долинах рек, в глубоких ложбинах и барранкосах мощность его увеличивается местами до 10—15 *м*. Промерзание почвы незначительное, в среднем не более 0,5 *м*.

Характерной особенностью Курильских островов является резкая изменчивость климатических условий по годам, временам года и даже в отдельные дни и часы. В летние месяцы в отдельные годы температура падает ниже нуля, и напротив, зимой нередко наблюдается оттепель. Различны в климатическом отношении условия побережья и гористых участков. На последних климат несравненно суровее.

ПОЧВЕННО-РАСТИТЕЛЬНЫЕ УСЛОВИЯ

На Курильских островах, по данным Д. П. Воробьева (1947), насчитывается свыше 1000 видов растений. Подавляющее большинство их представляет собой травянистую растительность, имеется 85 видов кус-

http://jurassic.ru/

тарников, 43— деревьев (пять хвойных) и 10 — древовидных лиан. Широко распространенные растения не превышают 100 видов, из них около 20 растений создают основной фон ландшафта. В соответствии с климатическими особенностями растительность Южно-Курильского района несравненно богаче, чем Северных Курильских островов. На о. Кунашире имеется роща магнолий. Обедненность видовыми формами самых Северных Курильских островов обусловлена, по-видимому, не только климатическими факторами, но и четвертичными оледенениями, на что впервые обратил внимание В. Н. Васильев (1944). Характерной особенностью растительности является связь ее на юге гряды с растительным миром Японии, Сахалина, Китая и Приморья, а на севере — с. Камчаткой и Северной Америкой. Эндемичных видов, по данным В. Н. Васильева, насчитывается на Курильских островах не более 34.

По характеру растительного покрова и распространению отдельных видов Курильские острова разделены В. Н. Васильевым на четыре района:

1. Северо-Курильский район — от о. Шумшу до о. Ушишира включительно. Это район сильно обедненной камчатской флоры с полным отсутствием лесов, густыми зарослями кедрового стланика и ольхи, с хорошо развитыми верещатниками. В долинах рек преобладает высокотравье, склоны гор выше 600—700 *м* покрыты несомкнутым травяным покровом («гольцы»).

2. Средне-Курильский район — от о. Кетой[1] до п-ова Медвежьего (о. Итуруп). Отличается от первого более богатым видовым составом с рядом южных видов, господством березовых лесов с широким развитием курильского бамбука на о. Урупе и в северной части о. Итурупа.

3. Южно-Курильский район — о. Итуруп (без п-ова Медвежьего) и о. Кунашир. Район темнохвойных и смешанных лесов с большим количеством южных элементов; флора этого района сходна с сахалинской и хоккайдской: ель, сахалинские пихты и вишня, японская ольха, магнолии, зубчатый дуб и некоторые другие. В подлеске — курильский бамбук, бересклет, гортензии, рябина и др.

4. Район Малой Курильской гряды. Характеризуется отсутствием кедрового стланика, замещенного можжевельником Саржента, и сравнительно слабым развитием курильского бамбука. Наиболее богат растительностью о. Шикотан — один из самых удобных для жизни человека уголков Курильских островов. Здесь произрастает ель аянская, пихта сахалинская, лиственница, береза, реже тисс, черемуха, рябина, клен, бархат и некоторые другие. Мелкие острова гряды характеризуются скудной луговой, болотной и кустарниковой растительностью.

Растительность Курильских островов образует, по данным Г. В. Корсунской и Д. П. Воробьева, не менее шести вертикальных поясов: пояс широколиственных лесов (200—240 *м*), темнохвойных лесов (500—600 *м*), каменноберезняков (400—600 *м*), кедрового стланика (600—700 *м*), верещатников и гольцов (свыше 700—800 *м*).

Специальные исследования почв островов Итурупа, Кунашира и Шикотана провел в 1951 г. Н. Н. Соколов. Главными факторами, влияющими на почвообразование, здесь являются климат, рельеф, вулканическая деятельность, состав пород. Климатические особенности способствуют формированию дерново-подзолистых грубогумусовых почв. Эти почвы, особенно хорошо развивающиеся под лесной растительностью, имеют мощность от 0,5 до 2,0 *м*. Под травянистой растительностью

[1] Г. В. Корсунская проводит границу Средне-Курильского и Северо-Курильского районов между островами Расшуа и Матуа.

http://jurassic.ru/

образуются дерново-луговые почвы мощностью до 1,0—1,5 *м* с гумусовым слоем в 30—40 *см*. На равнинах с близким водоупором развиваются торфяно-болотные почвы. На горных склонах среди выходов коренных пород и делювиальных осыпей наблюдаются маломощные неразвитые почвы с преобладанием темно-серых каменистых песков и супеси.

Участие человека в почвообразующем процессе пока еще очень слабое. Между тем, на всех крупных Курильских островах имеются условия для возделывания основных овощных культур. Особенно удобны для этих целей участки с выходами термальных вод, где возможна организация парниковых хозяйств с выращиванием не только овощей, но и плодово-ягодных растений.

ЭКОНОМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Основным видом транспорта на Курильских островах является морской и воздушный. В течение весенне-летнего сезона, с конца апреля — начала мая и до конца сентября — начала октября, происходит регулярное движение тихоокеанских пассажирских судов Курильской экспрессной линии Владивосток — Петропавловск-Камчатский (2500 *км*) со стоянками в городах Малокурильске (Шикотан), Южно-Курильске (Кунашир), Курильске (Итуруп), пос. Компанейском (Уруп), Скалистом (Симушир) и г. Северо-Курильске (Парамушир).

Связь между поселками и основными населенными пунктами в пределах крупных островов, а последних с отдельными мелкими островами поддерживается на катерах в течение почти всего года, за исключением штормовых периодов. Хорошие автомобильные дороги отсутствуют. Улучшенные грунтовые дороги имеются на всех крупных островах гряды, а также на островах Шикотане и Зеленом. Сравнительно густая сеть грунтовых дорог имеется лишь на первом от Камчатки о. Шумшу. Почти на всех островах много троп.

Общее число жителей, по данным на 1960 г., составляет: в Северо-Курильском районе 10620 чел., Курильском—5670 чел. и Южно-Курильском —5440 чел.

Ведущей отраслью народного хозяйства во всех трех административных районах Курильских островов является рыболовство. В Северо-Курильском районе имеется крупный рыбокомбинат в г. Северо-Курильске с рыббазами в поселках Шелихово на Парамушире и селениях Козыревском и Бабушкино на Шумшу. Кроме того, в пос. Подгорном на Парамушире находится китокомбинат.

В Курильском районе промышленные предприятия сосредоточены в основном на о. Итурупе. Здесь имеются лесопильный завод в пос. Лесозаводском, рыбоконсервный завод в пос. Консервном и два китообрабатывающих завода в поселках Китовом и Касатке. Небольшой китокомбинат имеется также на о. Симушире (пос. Скалистый). Мелкие подсобные хозяйства и колхозы расположены в поселках Куйбышево, Золотом, Сопочном и Добром на Итурупе и др. Эти хозяйства выращивают для местных нужд картофель, капусту, свеклу, турнепс, огурцы.

Южно-Курильский район является наиболее обжитым и благоприятным для развития различных отраслей народного хозяйства. Рыбоконсервные заводы расположены в г. Южно-Курильске на о. Кунашире, в поселках Крабовском на о. Шикотане и Зеленом на о. Зеленом. Рыбозасольные предприятия имеются в поселках Тятино, Алехино, Круглово и Петрово на Кунашире. Лесное хозяйство развито на Кунашире и частично на Шикотане. Лесозаводы, занимающиеся распиловкой древесины, изготовлением бочко-тары и ящиков для рыбозаводов и строитель-

http://jurassic.ru/

ных кунгасов, расположены в основном на о. Кунашире в поселках Круглово, Ночка, Водопадном, Белкино и Третьяково. В пос. Петрово на Кунашире имеется йодный завод, вырабатывающий также из водорослей агар-агар. Несколько подсобных сельских хозяйств создано при рыбообрабатывающих предприятиях.

На Курильских островах в ряде районов имеются благоприятные условия для использования внутреннего тепла земли. В настоящее время горячие минеральные источники используются лишь для лечебных целей. На естественном паре и горячих источниках можно построить электростанции, организовать парниковые и оранжерейные хозяйства.

Несмотря на большое число поверхностных водотоков, на Курильских островах при решении вопросов водоснабжения некоторых населенных пунктов возникают значительные трудности. Это связано с сильной минерализацией поверхностных подземных вод у действующих вулканов. В некоторых районах поверхностные водотоки и неглубоко залегающие горизонты подземных вод отсутствуют из-за инфильтрации вод на большую глубину через рыхлые вулканические породы. В большинстве же случаев к туфогенно-эффузивным четвертичным породам приурочены значительные ресурсы трещинных и пластовых подземных вод, пригодных для бытовых и технических нужд. Пресные подземные воды из этих отложений обычно могут быть получены с помощью скважин глубиной до 100 *м*; дебиты скважин могут достигать 10 *л/сек*.

Значительные количества пресных вод сосредоточены также в морских и аллювиальных четвертичных отложениях. Водоснабжение сравнительно небольших населенных пунктов может быть осуществлено из этих пород шахтными колодцами, забивными фильтрами, скважинами, заданными на глубину до 5—25 *м*. Притоки воды в водозаборные сооружения обычно составляют 0,5—5 *л/сек*, редко более.

При проектировании на Курильских островах различного рода сооружений, а также при выборе мест для населенных пунктов необходимо учитывать сейсмическую активность района и возможность обрушения на берега больших волн (цунами), связанных с землетрясениями.

http://jurassic.ru/

Глава третья

СТРАТИГРАФИЯ

На Курильских островах отложения древнее верхнемеловых неизвестны, но и последние развиты только на островах Малой Курильской гряды. Третичные отложения пользуются значительным распространением лишь на наиболее крупных островах Большой гряды. Бо́льшая часть площади мелких островов Курильского архипелага, по имеющимся данным, покрыта четвертичными вулканическими породами. Однако следует заметить, что в связи с недостаточной геологической изученностью островов и малым количеством палеонтологических находок возраст отложений в некоторых случаях плохо обоснован и является условным.

В основу предлагаемой ниже стратиграфии Курильских островов положены наблюдения Ю. С. Желубовского, дополненные материалами Г. П. Вергунова, Г. М. Власова, В. Ф. Ерохова, М. Я. Ивановой, Е. К. Мархинина, В. М. Никольского, А. Ф. Прялухиной, К. Ф. Сергеева, В. Б. Сергеевой, О. Н. Толстихина, В. М. Чапышева и других исследователей. Использованы также работы японских геологов — Саса, Немото, Сузуки, Хирабаяси и др.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

ВЕРХНИЙ МЕЛ

Шикотанская серия

Впервые верхнемеловые отложения на Малой Курильской гряде были отмечены еще в прошлом столетии К. Джимбо (Jimbo, 1894), но фаунистически их верхнемеловой возраст обоснован значительно позднее Я. Саса (Sasa, 1934а, б; Нагао, 1939; Мацумото, 1937).

Верхнемеловые отложения подразделяются на две свиты: нижнюю — матакотанскую и верхнюю — малокурильскую. Ранее в японской литературе эти свиты были описаны под названиями «изверженные породы Матакотан» и «формация Шикотан» (Саса, 1936).

Матакотанская свита. Эта свита прослеживается вдоль северо-западного берега о. Шикотана (рис. 102). Хорошие обнажения ее имеются по берегам бухт Малокурильской, Отрадной, Крабовой и других, но основание свиты везде скрыто под уровнем моря. В нижней части разреза обнажаются темно-серые базальты, на которых залегают чередующиеся туфогенные конгломераты и туфобрекчии. Содержащиеся в них валуны, галька и обломки состоят преимущественно из андезито-базальтов и андезитов. Иногда сами валуны по составу являются конгломератами с галькой андезитов и андезито-базальтов и обломками вулканических бомб. Отдельные валуны достигают размеров 40×30×30 *см*. Цементом пород являются литокристалловые туфы, сильно хлоритизированные и часто лимонитизированные. Породы изменены вторичными процессами (хлоритизация и карбонатизация), в них встречаются жилки опала и цеолита (стеллерит). Выше залегают подушечные и шаровые лавы. Их «шары» и «подушки» имеют скорлуповатое строе-

http://jurassic.ru/

ние, вытянуты параллельно пластованию и достигают размеров 0,7× ×1,5 *м* (рис. 103). По составу лавы являются измененными базальтами, а иногда андезитами и содержат миндалины кварца, цеолита и некото-

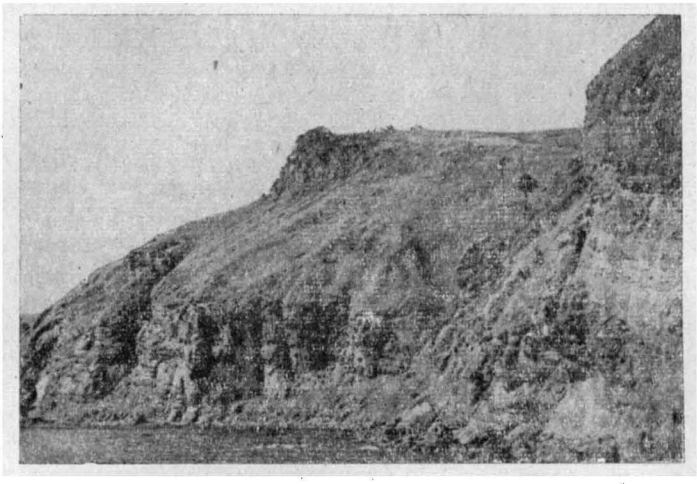


Рис. 102. Обнажение матакотанской свиты на о. Шикотане. Фото Ю. С. Желубовского

рых других минералов. Лавы перекрыты толщей туфобрекчий и туфогенных конгломератов, переслаивающихся с серыми мелкозернистыми туфогенными песчаниками. Породы прорваны многочисленными дайками

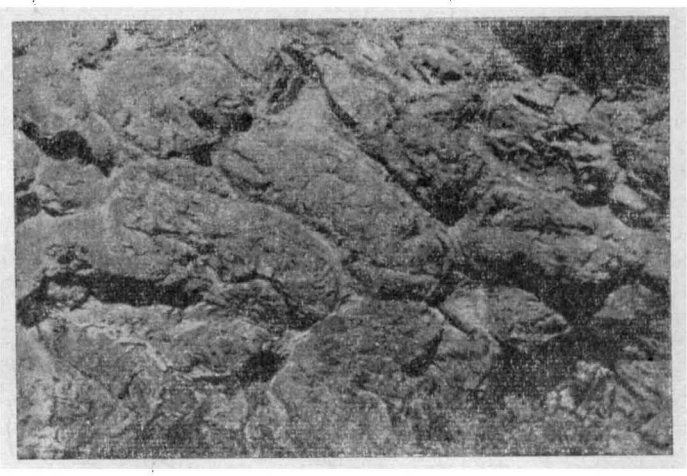


Рис. 103. Шаровые лавы матакотанской свиты на о. Шикотане. Фото Ю. С. Желубовского

базальтов и андезитов. Матакотанская свита развита также на о. Зеленом и, по-видимому, на других островах Малой гряды, где, по описаниям Я. Саса, для нее характерны потоки авгитового андезита. Видимая мощность отложений более 400 *м*.

Органические остатки не найдены. О возрасте пород можно судить по их взаимоотношению с перекрывающей малокурильской свитой, содержащей верхнемеловую фауну. В ряде обнажений видно, что

http://jurassic.ru/

свиты залегают согласно, но местами между ними наблюдается угловое несогласие. Обычно матакотанская свита имеет падение на юго-восток 135—145° под углом 20—30°, малокурильская же залегает более полого. Несогласное залегание хорошо выражено у мыса Шикотан, где красноватые туфобрекчии матакотанской свиты, переслаивающиеся с зеленоватыми эффузивами, перекрываются более светлыми осадочными породами малокурильской свиты. В других обнажениях такого резкого несогласия не наблюдается. Вероятнее всего матакотанские отложения близки по возрасту к малокурильским. Я. Саса условно относит первые к сенону. Предположение о нижнемеловом возрасте матакотанской свиты, первоначально высказанное Ю. С. Желубовским, а затем Г. П. Вергуновым и А. Ф. Прялухиной, опровергается согласным, преимущественно восток-северо-восточным, простиранием матакотанской и малокурильской свит[1]. Небольшое угловое несогласие между ними является, по-видимому, внутриформационным; в большинстве притихоокеанских районов угловое несогласие между верхним и нижним мелом выражено более резко.

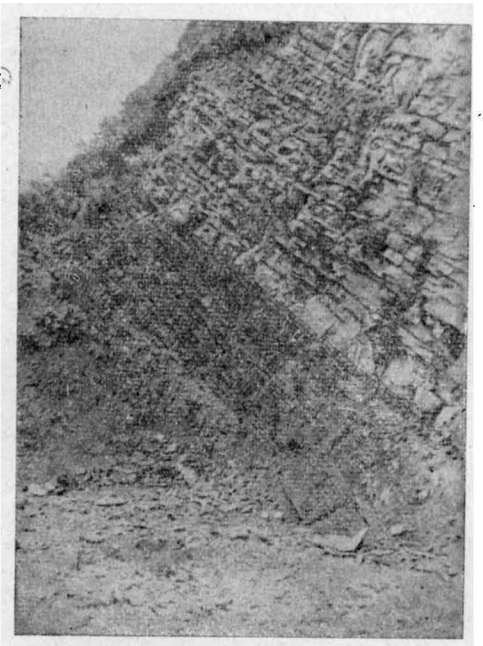


Рис. 104. Тонкослоистые породы малокурильской свиты; береговые обрывы о. Шикотана. Фото Ю. С. Желубовского

Малокурильская свита. Отложения, относимые к малокурильской свите, наиболее полно представлены на о. Шикотане. Здесь хорошие обнажения этих пород имеются на берегах бухт Малокурильской и Крабовой и в обрывах морского берега северо-восточнее пос. Малокурильского. Они встречены также на о. Зеленом. По данным Т. Хирабаяси (Hirabajashi, 1941), аналогичные осадочные и туфогенные отложения имеются и на мелких островах, расположенных между островами Зеленым и Хоккайдо.

Малокурильская свита является типичной терригенно-осадочной толщей с прекрасно выраженной слоистостью, поэтому в прибрежных обрывах она резко отличается от подстилающей ее матакотанской свиты (рис. 104). Сложена свита преимущественно туфогенными песчаниками, чередующимися с алевролитами и аргиллитами. Довольно часто встречаются тонкие прослои, линзы и конкреции мергелей и известковистых песчаников. Нижние горизонты описываемых отложений слагаются среднезернистыми туфогенными песчаниками, залегающими непосредственно на матакотанских конгломератах. Они состоят из обломков эффузивных пород (преимущественно андезита) и неокатанных зерен плагиоклаза, моноклинного пироксена, роговой обманки и некоторых других минералов; в песчаниках встречаются неокатанные обломки и гальки андезита. Цемент глинистый, содержание его в песчанике достигает 25—30%. Выше по разрезу туфогенные песчаники переслаиваются

[1] В последних работах Ю. С. Желубовский придерживается мнения о верхнемеловом возрасте матакотанской свиты.

http://jurassic.ru/

со светло-серыми алевролитами и аргиллитами, состоящими из мелких обломков плагиоклазов, реже пироксена, роговой обманки, биотита и сильно измененных эффузивов, сцементированных глинистым, иногда карбонатным цементом. В туфогенных песчаниках встречаются прослои зеленоватых песчаников с глауконитом, а также тонкозернистых кремнистых пород, туфов и туффитов, содержащих радиолярии.

В районе бухты Крабовой в малокурильской свите наблюдается значительное число слоев известковистых песчаников и туфобрекчий с карбонатным цементом. Мощность их не превышает 0,5 *м*.

Вероятно, на островах Малой Курильской гряды вскрыта только часть разреза малокурильской свиты мощностью около 200—300 *м*. На о. Хоккайдо аналогичные отложения имеют мощность порядка 400—900 *м*.

По А. Ф. Прялухиной, особенностями свиты являются: полимиктовый состав обломочных пород, относительно тонкая зернистость большинства пород, плохая окатанность зерен. Она прорвана небольшими интрузивами и дайками оливинового габбро, габбро-диоритов, реже диоритов.

Верхнемеловой возраст малокурильской свиты, описываемой японскими геологами под названием «формация Шикотан», установлен Я. Саса (Sasa, 1934a). Основанием послужила найденная и определенная им фауна: *Inoceramus tisimacense* и *Gaudryceras* sp., которые встречаются в верхах сенона Японии. Нагао и Мацумото описали этого иноцерама под именем *Inoceramus shikotanensis*, относя его к наиболее молодым формам из известных в Японии. Они считают, что по возрасту малокурильская свита (формация Шикотан) не древнее сантона и не моложе датского яруса. В 1955 г. Ю. С. Желубовский из многих обнажений этой свиты собрал отпечатки и ядра пластинчатожаберных, среди которых, по определению В. Н. Верещагина, преобладают *Inoceramus shikotanensis* Nagao et Mat. и другие иноцерамы, близкие к первому. Встречены также плохой сохранности остатки белемнитов и аммонитов. Среди фауны, собранной в 1957 г. А. Ф. Прялухиной, кроме отмеченных выше форм, В. Н. Верещагиным определены *Inoceramus shikotanensis* Nagao et Mat., *I.* aff. *orientalis* Sok., *I.* sp. (aff. *I. matakotana=I. orientalis*).

Обнаруженные в отложениях виды иноцерамов близки к определенному Нагао и Мацумото иноцераму *Inoceramus shikotanensis* Nagao et Mat. При таком отождествлении малокурильскую свиту можно сопоставить с верхней частью ороченской серии и считать ее, таким образом, кампан-маастрихской. Не исключена, однако, возможность и несколько более древнего, сантон-кампанского возраста малокурильской свиты. На Сахалине параллелодоны обычно встречаются в тех же слоях, что и радиально-лучистые иноцерамы, т. е. в сантон-кампане. В Японии твердых доказательств кампан-маастрихтского возраста указанного иноцерама нет.

На Хоккайдо аналогичные отложения, относимые к самой верхней части мела, объединяются в группу Хакобучи. Это преимущественно осадки мелкого моря и литоральной зоны.

Не вполне ясен вопрос о наличии верхнемеловых отложений в пределах Большой Курильской гряды. Основываясь на присутствии в береговых отложениях островов Кунашира, Итурупа, Шиашкотана и Парамушира гальки черных глинистых «сланцев», аналогичных развитым на Шикотане, Т. Хирабаяси высказывает предположение о залегании меловых отложений в основании Большой Курильской гряды. По его мнению, в центральной части о. Парамушира развиты породы, не только одновозрастные шикотанским, но и более древние, возможно даже па-

http://jurassic.ru/

леозойские. Это предположение вызывает большие сомнения. Советскими геологами отложений древнее третичных на Парамушире не встречено.

Одной из важнейших задач изучения меловых отложений Курильского архипелага является уточнение взаимоотношений между матакотанской и малокурильской свитами, а также возраста этих свит.

ПАЛЕОГЕН И НЕОГЕН

В геологическом строении Курильского архипелага исключительно важное место занимают горные породы кайнозойской группы, преимущественно неогеновые и четвертичные. Значительно реже встречаются палеогеновые образования.

Стратиграфическое расчленение кайнозоя островов затруднено вулканогенным характером большинства толщ, литологическим сходством разновозрастных пород и малым содержанием в них органических остатков (при частных переходных формах фауны и флоры, свойственных смежным ярусам и отделам). Неоген трудноотделим от палеогена, а плиоцен от миоцена.

На Малых Курильских островах Ю. С. Желубовским и Г. П. Вергуновым выделяется лишь предполагаемый палеоген (зеленовская свита). На островах Большой Курильской дуги третичные образования, согласно решению Охинского стратиграфического совещания, расчленены на три серии: среднепарамуширскую (палеоген — нижний миоцен)[1], итурупскую (средний миоцен) и утесную (верхний миоцен — плиоцен).

МАЛАЯ КУРИЛЬСКАЯ ДУГА

Палеонтологически охарактеризованный палеоген на островах Малой Курильской дуги (так же как и в пределах Большой Курильской дуги) отсутствует. К нему условно отнесена зеленовская свита, представляющая собой сильно дислоцированную эффузивно-пирокластическую толщу, сложенную потоками андезитов, андезито-базальтов и базальтов, туфобрекчиями, туфоконгломератами(?), туфами, туфогенными песчаниками. Наиболее полно эта толща представлена на островах Шикотане и Зеленом (где она лежит несогласно на верхнемеловой малокурильской свите), но, по-видимому, выходы ее имеются и на других островах. Саса впервые описал толщу как «изверженные горные породы Цубой» и считал ее третичной без дальнейшего уточнения. К палеогену она была отнесена в 1951 г. Ю. С. Желубовским и В. М. Чапышевым.

Контакт предполагаемых палеогеновых пород о. Шикотана и верхнемеловых пород хорошо обнажается южнее мыса Шикотана и к северу от маяка Шпанберга; в обоих пунктах хорошо видно несогласное залегание описываемой толщи на верхнемеловых породах; в палеогеновых туфобрекчиях и конгломератах встречаются угловатые обломки верхнемеловых пород.

Отложения палеогена(?) о. Шикотана А. Ф. Прялухина делит на две части, из которых нижняя сложена преимущественно туфогенными породами, верхняя — почти исключительно эффузивами. В состав нижней части входят туфобрекчии основного состава, туфы, потоки базальтов; мощность ее примерно 150 *м*. Она распространена в северо-восточной части Шикотана. Верхняя часть, сложенная базальтами и андезито-

[1] В Большой Курильской дуге, так же как и в южной части Камчатки, палеогеновые (верхнеолигоценовые) и нижнемиоценовые отложения составляют одну трудно-расчленимую толщу. — *Прим. ред.*

http://jurassic.ru/

базальтами различного состава (авгитовыми, двупироксеновыми, роговообманковыми), распространена на большей площади, чем нижняя, благодаря чему она часто непосредственно ложится на верхнемеловые образования; ее породами сложены все возвышенности центральной части Шикотана, в том числе, по мнению А. Ф. Прялухиной, горы Ноторо и Томари. Я. Саса андезиты и андезитовые агломераты горы Ноторо, так же как и оливиновые базальты горы Томари, считал породами четвертичного возраста. Такого же мнения придерживаются Ю. С. Желубовский и В. М. Чапышев.

Палеогеновые эффузивы, по описаниям А. Ф. Прялухиной, по сравнению с меловыми отличаются более свежим обликом, вторичные изменения для них не характерны, только вблизи трещин и зон дробления имеются участки гидротермально измененных, обычно сильно обохренных эффузивов. Базальты, слагающие толщу, относятся к нормальному ряду, но по сравнению со средним типом базальта наблюдается несколько повышенное содержание щелочей.

Общая мощность предполагаемого палеогена на Шикотане составляет не менее 500 *м*.

Породы зеленовской свиты обильно инъецированы дайками андезитов и андезито-базальтов. Местами на юго-восточном побережье Шикотана даек настолько много, что они преобладают над вмещающими породами. А. Ф. Прялухина считает, что палеоген на Шикотане прорван интрузивами габбро. По мнению более ранних исследователей (Я. Саса, Ю. С. Желубовский, В. М. Чапышев), габбро и близкие к ним породы прорывают верхний мел и перекрываются палеогеном.

На п-ове Немуро (о. Хоккайдо), являющемся продолжением Малой Курильской гряды, палеоген представлен аргиллитами, песчаниками, конгломератами с подчиненными им мергелями, туфами и пластами угля. Залегает палеогеновая толща на размытой поверхности меловых отложений и перекрывается миоценом.

БОЛЬШАЯ КУРИЛЬСКАЯ ДУГА

Палеоген

Верхний олигоцен(?) (нижняя часть среднепарамуширской серии)

На о. Кунашире отложения, отнесенные Г. П. Вергуновым и А. Ф. Прялухиной к палеогену и частично нижнему миоцену (кунаширская свита), распространены на охотском побережье и в центральной части острова, в районе мыса Прасолова. Один из лучших разрезов толщи обнажается на северном берегу о. Кунашира от устья р. Докучаева до р. Птичьей. В основании свиты залегают эффузивы, сходные с отнесенными на о. Шикотане к палеогену. Выше наблюдается чередование туфобрекчий, туфоконгломератов, туфов, кремнистых пород, потоков андезитов и андезито-базальтов. Породы сильно дислоцированы, разбиты многочисленными разломами. На значительных площадях под действием гидротерм эти породы сильно изменены и утратили свой первоначальный облик. Общая мощность подобных отложений, выделенных Ю. С. Желубовским в 1951 г. в докучаевскую свиту, достигает 1200 *м*. Ю. С. Желубовский эту свиту считает нижнемиоценовой. Г. П. Вергунов и А. Ф. Прялухина также предполагают, что совместно с палеогеном в кунаширской свите присутствуют и нижнемиоценовые породы. Поэтому более подробно породы свиты будут охарактеризованы при описании неогена.

http://jurassic.ru/

Вопрос о распространении палеогена на Северных Курильских островах остается неясным. На о. Парамушире в 1951 г. О. Н. Толстихин выделил под наименованием васильевской свиты (на берегу залива Васильева у мыса Капари) сильно дислоцированные эффузивы и туфогенные породы. Не имея палеонтологических данных, он не отделил эти породы от более молодых образований и отнес их к плиоцену. В 1956 г. Г. М. Власов и В. М. Никольский сходные породы в средней части о. Парамушира (хребет Вернадского) описали как среднепарамуширскую серию условно олигоцен-нижнемиоценового возраста. С отложениями этой серии условно сопоставляют и палеоген-нижнемиоценовые породы кунаширской свиты. Нижняя часть этой серии, обнажающаяся на о. Парамушире в своде антиклинали, прорванном интрузивами гранитоидов, сложена плотными темными алевролитами и аргиллитами; в верхней части толщи чередуются слои туфов и сильно измененных лав базальтового и андезитового составов. Алевролиты и аргиллиты нижней части толщи сложены слабоизвестковистым глинистым и алевролитовым материалом, содержащим тонкораспыленный марказит и ту или иную примесь туфогенного материала. Мощность этой части разреза свиты более 1500 *м*.

Эффузивы верхней части толщи имеют зеленоватую, красноватую, иногда лиловую окраску. Обычно они сильно пропилитизированы. Местами в них содержатся линзы красных кремнистых пород, как бы пропитанных тонкой гематитовой пылью. Мощность этой части толщи более 1000 *м*. По своим особенностям породы среднепарамуширской серии похожи на верхнеолигоцен-нижнемиоценовые отложения Юго-Восточной Камчатки (Г. М. Власов, В. М. Никольский).

При последующих исследованиях на Северных Курильских островах К. Ф. Сергеев (1959, 1960 гг.) древнейшие образования островов Парамушира и Шумшу расчленил на три толщи общей мощностью около 3000 *м*. Нижняя толща (хамадинская свита) сложена главным образом темными алевролитами и аргиллитами, средняя (капаринская свита) — сильно измененными лавами андезитового и базальтового состава и туфами, верхняя (шумновская свита) — туфами, туфогенными песчаниками, потоками измененных базальтовых лав. Все три толщи прорываются интрузивами габбро, габбро-диоритов и диоритов, а также дайками плагиоаплитов. В верхней части шумновской свиты К. Ф. Сергеев обнаружил нижнемиоценовую фауну. Более нижние толщи могут относиться к верхнему олигоцену.

Неоген

Нижний миоцен (верхняя часть среднепарамуширской серии)

На Южных и Северных Курильских островах (Кунашир, Итуруп, Уруп, Парамушир, Шумшу) широко распространены эффузивные и туфогенные породы. Характерной особенностью этих пород являются: преимущественно основной и средний состав лав и туфов, почти повсеместное проявление процессов пропилитизации, сильная дислоцированность, большое число прорывающих их интрузивных массивов преимущественно габбро-диоритового и диоритового состава. Нижняя часть эффузивно-туфогенной толщи, где появляются слои черных плотных алевролитов и аргиллитов, возможно, относится к палеогену. Верхняя часть, по остаткам фауны и сопоставлениям с соседними районами Камчатки и Японии, определяется как нижний миоцен. Повсеместно эта вулканогенная толща перекрывается с угловым несогласием отложениями, содержащими среднемиоценовую фауну.

http://jurassic.ru/

На о. Кунашире измененные эффузивные и туфогенные породы, названные Ю. С. Желубовским и В. М. Чапышевым кунаширской свитой, слагают хребет Докучаева. Они обнажаются также на побережье Южно-Курильского пролива, между мысом Мечникова и пос. Серноводском.

Наиболее полно кунаширская свита представлена на охотском побережье о. Кунашира, где северо-западный склон хребта Докучаева круто спускается к морю. Характерной чертой пород свиты здесь является то, что под влиянием интенсивного тектонического и гидротермального воздействия они превращены в зеленоватые, местами светло-зеленые, почти белые, сильно измененные породы. Обычно они имеют ясно выраженную слоистость, местами отчетливую сланцеватость. На некоторых участках пропилитизированные породы кунаширской свиты обильно пропитаны гидроокислами железа, пронизаны жилками кварца, импрегнированы пиритом, а местами и другими сульфидами — галенитом, сфалеритом, халькопиритом и т. п.

Среди пород этой свиты преобладают базальты, андезито-базальты, андезиты, реже встречаются дациты, липариты и липаритовые туфы, обычно настолько измененные, что трудно установить их первоначальную природу.

Палеотипные андезиты северного побережья о. Кунашира имеют микролитовую основную массу, среди которой выделяются фенокристаллы плагиоклаза и темноцветного минерала, полностью замещенного вторичными продуктами, главным образом карбонатами. Породы обычно содержат большое количество мелких зерен пирита.

Палеотипные дациты, развитые в районе мыса Докучаева, имеют порфировую структуру. Фенокристаллы принадлежат олигоклазу. Основная масса, составляющая около 90% породы, имеет микрофельзитовую структуру. Породы сильно пелитизированы. Палеотипные липариты, часто встречаемые на северо-западном побережье Кунашира, представляют собой светло-серые породы с вкрапленниками кварца и плагиоклаза-альбита. Основная масса состоит из мельчайших зерен кварца и полевого шпата. Е. К. Мархинин отмечает на северо-западном побережье о. Кунашира алевропелитовые литические липаритовые туфы. В них зерна кварца, полевого шпата и мелкие обломки кварцево-полевошпатового агрегата заключены в сильно пелитизированную пепловую массу (Мархинин, 1960а).

Породы кунаширской свиты сильно дислоцированы и прорваны гранитоидными интрузивами и дайками порфиритов, диабазов, андезито-базальтов. Из-за обилия разломов и общей метаморфизованности пород трудно установить нормальный разрез свиты. Г. П. Вергунов и другие геологи СахКНИИ отмечают, что в основании разреза свиты залегают порфириты, сходные с теми, которые развиты на о. Шикотане. Наиболее полный разрез кунаширской свиты был описан ими в районе мыса Докучаева, где породы свиты слагают антиклинальную складку. В нижней части разреза лежат слои зеленых туфов с прослоями различных туфов более кислого состава. Они перекрыты толщей переслаивающихся туфобрекчий и андезитовых порфиритов. Выше залегают андезиты, андезито-базальты, их туфы и туфобрекчии. Мощность свиты здесь около 1250 *м*. Выше на размытой поверхности кунаширской свиты лежат базальные конгломераты среднемиоценовой(?) толщи.

В обнажениях у мыса Прасолова, где общая мощность кунаширской свиты составляет 1200 *м*, среди туфов встречаются слои кремнистых пород и потоки роговообманковых андезитов.

Г. П. Вергунов и А. Ф. Прялухина отмечают как общие закономерности — залегание в основании свиты базальтов и андезитов, сложение

http://jurassic.ru/

средней части продуктами субаэральных извержений сравнительно кислого состава и развитие в верхней части свиты покровов андезитовых и андезито-базальтовых лав. В южном направлении увеличивается содержание туфогенно-осадочных пород.

Ю. С. Желубовский условно к кунаширской свите относит сильно дислоцированный покров андезитовых и андезито-дацитовых порфиритов и плагиолипаритов, обнажающийся на юго-восточном берегу Кунашира к юго-западу от мыса Мечникова.

На о. Итурупе нижнемиоценовые отложения выделены в 1960 г. В. Б. Сергеевой (рис. 105). Они обнажаются на охотском берегу острова от устья р. Водопадной до бухты Угольной и по р. Жемчужной. Нижнемиоценовая толща сложена преимущественно андезитовыми и андезито-базальтовыми лавобрекчиями и туфобрекчиями с прослоями туфов и туфогенных песчаников. В верхней ее части появляются светлоокрашенные мелкообломочные туфобрекчии и псаммитовые туфы. Для всех пород толщи характерны сильные пропилитовые изменения. Мощность толщи 1300—2000 *м*. В туфогенных песчаниках, залегающих в нижней части толщи, содержится фауна: *Palliolum* (*Delectopecten*) *kriljonensis* L. Krisht., *Pecten* sp., *Pododesmus schmidti* L. Krisht., *Mytilus miocenum* L. Krisht., *Modiolus solea* Slod., *Saxicava pholadis* L.

На о. Урупе, по Ю. С. Желубовскому, возможно, к нижнему миоцену относятся сильно измененные базальты и андезиты, туфобрекчии и мелкообломочные туфы, туфогенные песчаники и гравелиты, обнажающиеся на тихоокеанском побережье Урупа, между мысом Хивой и пос. Рябиновкой. Породы зеленовато-серого цвета, содержат много вторичных продуктов (хлорит, кварц, опал, карбонаты, пирит). Мощность вулканогенной толщи урупской свиты 1000—1200 *м*.

По данным Ю. Л. Неверова и О. А. Хведчени (1961 г.), предположительно миоценовые отложения широко распространены на Урупе (урупская свита), где среди них преобладают туфобрекчии и покровы андезитовых и андезито-базальтовых лав, часто с шаровой отдельностью. Встречаются небольшие линзовидные прослои туфов . Выше залегают более разнообразные породы, в том числе туфогенно-осадочные (туфогенные гравелиты, песчаники и алевролиты, туфодиатомиты). Породы прорываются дайками и экструзивами роговообманковых андезитов.

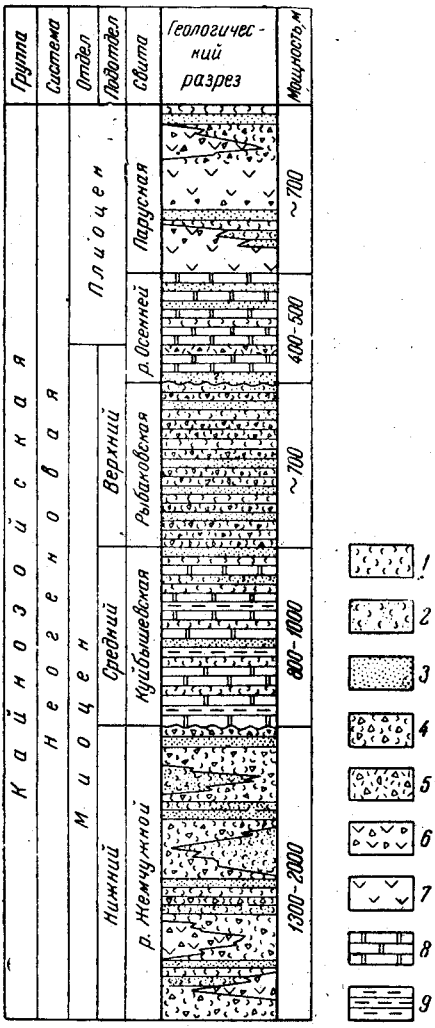


Рис. 105. Разрез неогеновых отложений о. Итурупа. По В. Б. Сергеевой

1 — туфы; *2* — туффиты; *3* — туфогенные песчаники; *4* — андезитовые и базальтовые туфобрекчии; *5* — туфобрекчии кислого состава; *6* — лавобрекчии, *7* — эффузивы основного состава, *8* — туфодиатомиты; *9* — опоковидные алевролиты

http://jurassic.ru/

К нижнемиоценовым, а возможно, более древним отложениям, может относиться нижняя часть толщи вулканогенно-осадочных пород, изученная О. А. Хведченей в южной половине о. Урупа. Нижние слои толщи обнажены в районе оз. Токотан. Они представляют собой чередование туфогенных песчаников, туфов, гравелитов. Породы значительно метаморфизованы, в них развиты сланцеватость и кливаж, цемент раскристаллизован. Выше лежит толща чередующихся песчаников, алевролитов, туфов, менее метаморфизованных, но с проявлениями процессов хлоритизации и карбонатизации. Еще выше появляются покровы базальта и лавобрекчий, переслаивающиеся с туфогенными песчаниками. Эту часть разреза А. Ф. Прялухина параллелизует с миоценовыми отложениями. Общая мощность предполагаемого миоцена и, возможно, более древних пород, составляет более 1000 *м*.

На островах Парамушире и Шумшу бесспорно нижнемиоценовыми являются выделенные К. Ф. Сергеевым в 1960 г. отложения шумновской свиты, трансгрессивно лежащие на остальных породах среднепарамуширской серии. Породы шумновской свиты распространены в средней части о. Парамушира и на северо-восточном берегу о. Шумшу.

В нижней части шумновской свиты залегают базальтовые и андезито-базальтовые туфобрекчии, псаммитовые туфы, туфогенные песчаники. Выше отложения становятся более мелкообломочными, здесь преобладают алевритовые туфы и туффиты.

Для верхней части толщи характерны зеленые хлоритизированные и рассланцованные алевропсаммитовые туфы, содержащие потоки базальтов. Базальты порфировой структуры с интерсертальной основной массой, на отдельных участках переходящей в микродолеритовую. Порфировые выделения представлены биотитом, моноклинными и ромбическими пироксенами.

Общая мощность шумновской свиты около 800 *м*.

В алевролитах верхней части свиты найдена фауна: *Yoldia pilvoensis* Slod., *Malletia longa* L. Krisht., *Tellina aragonia* Dall (определения А. А. Симоновой).

Не исключена возможность, что к нижнему миоцену относится и часть нижележащих вулканогенных и туфогенных пород островов Парамушира и Шумшу (капаринская и хамадинская свиты К. Ф. Сергеева).

Самые нижние слои хамадинской свиты, возможно, представляющие собой палеогеновые образования, сложены очень плотными темными аргиллитами и алевролитами, содержащими тонкораспыленный марказит; мощность этих пород около 600 *м*. В верхней части хамадинской свиты мощностью около 500 *м* преобладают грубообломочные туфы и туффиты. В целом для хамадинской свиты характерен значительный метаморфизм пород, развитие кливажа скалывания, иногда затушевывающего слоистость. Нередко наблюдается сплющивание по наслоению гальки.

Капаринская свита распространена в южной и средней частях о. Парамушира и на северо-восточном берегу о. Шумшу. Она лежит согласно на хамадинской и сложена преимущественно андезитовыми и базальтовыми туфобрекчиями и туфоконгломератами с прослоями и линзами более мелкообломочных туфов и туффитов. Мощность толщи около 900 *м*.

Следует полагать, что нижнемиоценовые отложения имеются и на других островах Большой Курильской гряды. Возможно, нижний миоцен представляют сильно измененные породы о. Матуа в основании вулкана Сарычева. Породы, названные Е. К. Мархининым юрловской свитой, обнажаются у юго-восточной оконечности о. Матуа в береговых обры-

http://jurassic.ru/

вах. Они представляют собой пропилитизированные андезиты и андезито-дациты и туфоконгломераты. Вулканогенная толща имеет мощность несколько сот метров, значительно дислоцирована и прорвана дайками базальтов и дацитов. Е. К. Мархинин юрловскую свиту считает одновозрастной с кунаширской.

В Японии, в частности на о. Хоккайдо, образования, соответствующие описанным нижнемиоценовым отложениям Курильских островов, пользуются широким распространением. Японскими исследователями они изучались достаточно детально. В японской литературе аналогичные горные породы объединяются в формацию зеленых туфов (Мисака) или серию Инаи. Сотрудники Хоккайдского университета Саса, Нагао и др. изучали формацию зеленых туфов не только в северной части о. Хоккайдо, но и на Кунашире. Японские исследователи делят формацию зеленых туфов на восемь ярусов, возраст которых обоснован фауной, и полностью относят ее к миоцену. В стратиграфическом справочнике XX сессии Международного геологического конгресса она также отнесена к миоцену. В этом справочнике сказано, что серия Инаи, обычно называемая «слоями зеленых туфов», состоит из зеленых туфов, агломератов, покровов андезитов, базальтов, липаритов и других вулканических пород.

В обзорной работе М. Минато, К. Яги, М. Хунахаши (Minato, Jagi, Hunahashi, 1956) также указывается, что возраст зеленых туфов Большой Курильской дуги не древнее нижнего миоцена. Формация зеленых туфов в Японии отличается интенсивными гидротермальными изменениями, прорвана интрузивами гранодиоритов и разнообразными жилами. К формации зеленых туфов приурочены многочисленные месторождения цветных металлов, золота, серебра. Известны также небольшие месторождения нефти.

Все известные на о. Кунашире, а, по-видимому, также на Урупе и Парамушире месторождения и рудопроявления цветных металлов приурочены к толще нижнего миоцена, которая несомненно заслуживает самого тщательного изучения.

Средний миоцен (итурупская серия)

Выделенные на о. Итурупе куйбышевская свита, на о. Кунашире — свиты горячего пляжа, ловцовская и алехинские слои — объединены в итурупскую серию. К этой же серии, вероятно, должны быть отнесены отложения токотанской свиты о. Урупа и охотской свиты островов Парамушира и Шумшу.

По условиям залегания, литологическому характеру и степени метаморфизма пород итурупская серия резко отличается от среднепарамуширской. Она не подвергалась в региональном масштабе гидротермальным изменениям, хотя в отдельных тектонических зонах ее породы сильно пропилитизированы и содержат сульфиды, преимущественно пирит.

Для свит итурупской серии характерно преобладание туфогенно-осадочных пород, представленных различными туфобрекчиями, туфогенными конгломератами, песчаниками и алевролитами. Типичны для нее зеленовато-белые, кремово-желтые, светло-серые туффиты и туфогенные песчаники, в которых пирокластический материал, преимущественно пепловый, смешан с терригенным материалом. В туффитовых песчаниках и алевролитах довольно часто встречаются остатки морской фауны и флоры. Некоторые разности пород настолько обогащены панцирями диатомей, что могут быть названы туфодиатомитами.

http://jurassic.ru/

Куйбышевская свита на о. Итурупе впервые выделена Г. М. Власовым. Из-за недостаточной палеонтологической охарактеризованности возраст ее был установлен условно как миоценовый. В 1951 г. Ю. С. Желубовским и В. М. Чапышевым в отложениях этой свиты была собрана фауна, подтвердившая ее миоценовый возраст. В 1955 г. Ю. С. Желубовский произвел дополнительный сбор фауны и уточнил район распространения миоценовых отложений на Итурупе. Большое количество остатков фауны в отложениях куйбышевской свиты собрано геологами Сахалинского комплексного научно-исследовательного института АН СССР.

Отложения куйбышевской свиты выходят на дневную поверхность в средней части о. Итурупа, на перешейке между заливами Куйбышев-

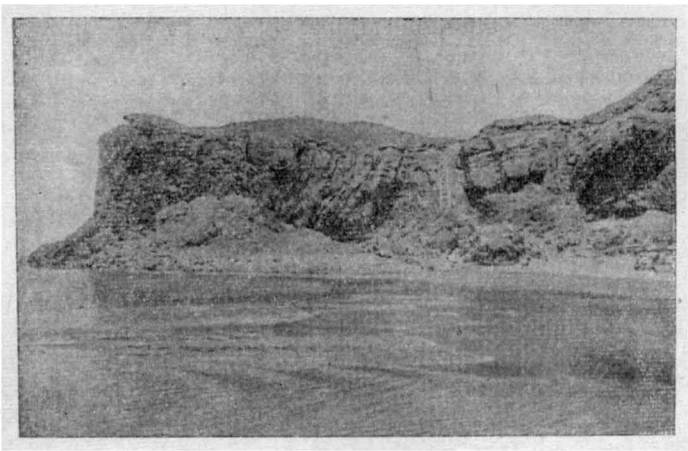


Рис. 106. Скульптурная терраса, сложенная миоценовыми туфогенными песчаниками и конгломератами; о. Итуруп. Фото Ю. С. Желубовского

ским и Касаткой. Хорошие обнажения ее имеются на берегу Охотского моря между пос. Саратовка и устьем р. Куйбышевки.

В основании куйбышевской свиты залегают туфогенные конгломераты. В 1,5 *км* к югу от пос. Куйбышево они перекрыты характерными для этой свиты светло-серыми, иногда с желтоватым оттенком, туфогенными песчаниками. Последние переслаиваются с алевритовыми туффитами, в которых Ю. С. Желубовским собрана фауна, определенная А. П. Ильиной: *Palliolum (Delectopecten) peckhami* Gabb, *Lima (Limatula) kovatschensis* Ilyina, *Cuspidaria (Cardiomya) kovatschensis* Ilyina, *Scaphander* sp. Эта фауна сходна с фауной низов гакхинской свиты воямпольской серии Камчатки, холмского яруса Сахалина, пильской свиты Северного Сахалина, относимых к среднему миоцену.

По-видимому, к средней части куйбышевской свиты относятся отложения, обнажающиеся в уступе скульптурной террасы севернее устья р. Куйбышевки (рис. 106). В этом пункте имеется следующий разрез:

1. Туфогенный конгломерат с галькой андезита	12,0 *м*
2. Туфогенный песчаник среднезернистый	10,0 „
3. Пепловый туф с отпечатками пелеципод	10,0 „
4. Туфогенный песчаник среднезернистый	3,6 „
5. Туфогенный гравелит, переходящий в конгломерат	2,0 „
6. Алевритовый туффит с прослоем серого туфогенного песчаника	18,0 „
7. Туфогенный песчаник, переслаивающийся с туфогенным конгломератом	3,0 „
8. Алевритовый туффит	5,0 „

http://jurassic.ru/

9. Туфогенный конгломерат с галькой андезита и туфодиатомита . . 1,5 *м*
10. Серый туфогенный песчаник, среднезернистый с тонким прослоем конгломерата . . . . . 4,0 „
11. Алевритовый туффит с раковистым изломом. В нижней части горизонта переслаивается с серым туфогенным песчаником. Содержит плохо сохранившиеся отпечатки листьев и диатомовую флору . . . . . 15,2 „
12. Туфогенный песчаник . . . . . 3,8 „
13. Тонкослоистый алевритовый туффит . . . . . 6,5 „
14. Переслаивание алевритового туффита с серо-желтым рыхлым туфогенным песчаником . . . . . 6,6 „
15. Туфогенный песчаник с прослоями алевритового туффита. В средней части горизонта проходит слой туфобрекчии, состоящей из обломков андезита, сцементированных туфогенным материалом . . . . . 4,6 „
16. Алевритовый туффит светло-серый, переслаивающийся с тонкозернистым туфогенным песчаником . . . . . 1,0 „
17. Слабосцементированный туфогенный песчаник . . . . . 0,8 „
18. Туфобрекчии, состоящие из обломков вулканических бомб андезитового состава. Цемент в них туфогенный. В туфобрекчии встречаются вулканические бомбы и глыбы андезитов размером до 3 *м*³ . . . . . 30,0 „

Общая мощность этой части разреза около 130 *м*.

Вышележащая часть свиты обнажается в устьевой части долины р. Куйбышевки, где она представлена алевритовыми туффитами и туфодиатомитами, переслаивающимися с туфогенными песчаниками. В туффитах Ю. С. Желубовским собрана фауна, определенная в 1952 г. А. П. Ильиной. Здесь обнаружены пелециподы, встречающиеся в миоцене Сахалина и Камчатки: *Palliolum (Delectopecen) randolphi* Dall, *P. (Delectopecten) peckhami* Gabb и *Cadulus* sp. Наблюдаются также отпечатки костей рыб. В этих же отложениях обнаружены плохо сохранившиеся панцири диатомовых водорослей. По определению В. С. Порецкой, они принадлежат морским планктонным формам. Преобладают диатомовые из порядка *Centrales*.

По-видимому, верхняя часть свиты представлена в разрезе цоколя скульптурной террасы на берегу моря, между пос. Куйбышево и мысом Пржевальского:

1. В основании разреза залегают туфогенные конгломераты. Постепенным переходом они связаны с туфогенными гравелитами, состоящими из гальки и гравия андезита и небольшого количества гальки туфогенного песчаника. Цемент мелкозернистый туффитовый . . . . . 3,0 *м*
2. Туфогенный конгломерат, состоящий из гальки андезита, сцементированный мелкозернистым туффитовым цементом . . . . . 0,8 „
3. Туффитовый песчаник зеленовато-серый, мелкозернистый с большим количеством отпечатков раковин . . . . . 0,6 „
4. Сильно разрушенные, белые, легкие алевритовые туффиты, содержащие отпечатки раковин и растений . . . . . 2,0 „
5. Светло-серые среднезернистые туфогенные песчаники . . . . . 1,0 „

По определению К. П. Евсеева, фауна, собранная Ю. С. Желубовским из туфогенных песчаников, принадлежит к верхнемиоценовым видам: *Thyasira bisecta* (Conr.) var. *humila* L. Krisht., *Taras (Felaniella) parilis* (Conr.), *Thyasira* sp. В залегающих выше алевролитах содержатся раковины: *Palliolum (Delectopecten) randolphi* Dall[1]. На туфогенных песчаниках залегают с угловым несогласием сильнотрещиноватые туфодиатомиты плиоценового возраста. Туфодиатомиты имеют очень пологое, почти горизонтальное падение, они как бы заполняют углубления — промоины в миоценовых песчаниках.

Куйбышевская свита изучалась в 1958 г. геологами СахКНИИ. А. Ф. Прялухиной в районе Куйбышевки была собрана фауна, определенная А. П. Ильиной и Л. В. Криштофович: *Acila (Truncacila)* sp.,

[1] Фауна может быть и среднемиоценовой; количество видов слишком мало, чтобы можно было сделать определенный вывод о верхнемиоценовом возрасте отложений. — *Прим. ред.*

http://jurassic.ru/

Nuculana crassatelloides Laut., *Nuculana* sp. (aff. *N. slodkewitschi* Kogan), *Solemya tokunagai* Yok., *Yoldia* ex gr. *kovatschensis* Slod., *Malletia* cf. *shongiensis* Laut., *Pecten (Chlamys)* cf. *sespeensis* (Arn.), *Delectopecten watanabei* Yok., *Lima (Limatula) pilvoensis* Laut., *Limopsis* sp. (aff. *L. phreor* Wood.), *Thyasira* cf. *tigilensis* L. Krisht., *T. imflata* Yabe et Nomura, *Macrocallista*(?) *onorensis* Laut., *Pitaria* sp., *Cytherea* aff. *sorbina* Conr., *Cuspidaria (Cardiomya) tigilensis* Slod. var. *nampiensis* Laut., *Cylichna* cf. *alba* Brown, *Scaphander* aff. *alaskensis* Clark, *Whitneyella* sp. (aff. *Wh. lincolnensis* Van Winkle), *Bela* cf. *janamii* Yok., *Polinices* sp., *Nassarium* sp., *Dentalium* sp.

В туффитах у оз. Малого А. А. Симонова установила *Nucula washingtonensis* Weaver, *Yoldia scapha* Yok., *Clinocardium* cf. *californiensis* Desh., *Mya arenaria* L. var. *truncata* L., *Macoma calcarea* (Gmel.), *Fusinus* cf. *prolixus* (Khom.), *Turbonilla* sp., относящиеся также к среднему миоцену.

В тех же отложениях, где содержится фауна, встречаются растительные остатки. М. О. Борсук определила в собранной здесь коллекции: *Fagus japonica* Maxim. fossilis Nath., *Fagus* sp. (cf. *F. ferruginea* Ait. fossilis Nath.), *Fraxinus* sp., *Matteuccia iturupica* Borssuk, *Abies* sp., *Larix* sp., *Thuiopsis dolabrata* S. et Z. fossilis Borssuk, *Juniperus iturupica* Borssuk, *Zelkova keaki* fossilis Nath.

Комплекс растений, по заключению М. О. Борсук, по составу повторяет основные элементы постмиоценовых флор Японии, окончательно не расчлененных в возрастном отношении. От миоценовой флоры Камчатки он отличается наличием теплолюбивых теплоумеренных элементов флоры, отсутствующих в значительно более бедной миоценовой флоре залива Корфа и неизвестных также в указанном видовом составе в миоценовой верхнедуйской свите Сахалина. Предполагая синхронность развития постмиоценовой флоры Японии и Южных Курильских островов, М. О. Борсук считает возможным определить отложения с указанной флорой как плиоценовые [1].

Фауна, известная из отложений куйбышевской свиты, является характерной для среднемиоценовых отложений Сахалина и Камчатки (холмская свита Сахалина, воямпольская и тюшевская свиты Камчатки).

На Восточном Хоккайдо отложения миоцена представлены толщей мощностью до 700 *м*, состоящей из чередования аргиллитов и туфогенных песчаников с фауной *Solemya tokunagai, Acila divaricala, Crenella, Venericardia tokunagai, Macoma fanitella.* Из этих форм наиболее распространенная и характерная *Solemya tokunagai* является общей как для миоцена Японии, так и для отложений куйбышевской свиты.

На о. Кунашире отложения среднего миоцена, объединенные А. Ф. Прялухиной в свиту горячего пляжа, обнажаются на восточном побережье от мыса Мечникова до р. Тятины и в центральной части о. Кунашира (р. Серебрянка), где они представлены толщей преимущественно туфогенных пород общей мощностью около 350 *м*. Наиболее полный разрез свиты наблюдается около пос. Горячий Пляж. Здесь на палеогеновых (палеоген-нижнемиоценовых?) туфах с угловым несогласием лежат конгломераты с галькой порфиритов, диоритовых порфиритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов, андезитов и осадочных пород. Конгломераты выше сменяются гравелитами, а затем — переслаиваю-

[1] Это заключение, видимо, ошибочно. М. О. Борсук недостаточно учитывает неоднократные довольно резкие изменения климата (а следовательно, и растительности) в течение неогенового времени. В первую половину миоцена на составе флоры еще сильно отражался раннемиоценовый климатический оптимум. — *Прим. ред.*

http://jurassic.ru/

щимися липаритовыми туфами, туффитами, туфодиатомитами, туфогенными песчаниками и туфобрекчиями.

В песчаниках из верхней части свиты горячего пляжа А. Ф. Прялухиной была собрана фауна, определенная А. П. Ильиной как *Nuculana crassatelloides* Laut., *Malletia* cf. *inermis* (Yok.), *Macoma* aff. *balthica* (L.). Эти виды широко распространены в миоцене Сахалина и Камчатки: *Nuculana crassatelloides* является характерной для пилевской и холмской свит Сахалина, относимых к низам среднего миоцена. Этот вид известен и в тюшевской свите Восточной Камчатки.

А. Ф. Прялухина считает, что к нижним горизонтам свиты горячего пляжа относятся породы, обнажающиеся в верховьях р. Серебряной, а также ручьев Прозрачного и Первухина. Здесь на сильно измененных туфогенных породах кунаширской свиты налегают слабо сцементированные конгломераты. Выше конгломератов лежат гравелиты, а затем переслаивающиеся липаритовые туфы, туффиты, туфодиатомиты, туфогенные песчаники и туфобрекчии. Ю. С. Желубовский относит эти конгломераты к плиоцену или верхнему миоцену.

Существуют разногласия и в отношении так называемых алехинских слоев, выделенных в 1951 г. В. М. Чапышевым на охотском побережье о. Кунашира у сел. Алехино. Они представлены туфогенными песчаниками, гравелитами с прослоями конгломератов, туфобрекчий, алевролитов. В песчаниках содержатся растительные остатки плохой сохранности. А. Ф. Прялухина и Г. П. Вергунов относят их к среднему миоцену, Ю. С. Желубовский — к верхнемиоценовым или нижнеплиоценовым отложениям.

Предположительно миоценовые отложения распространены в северо-восточной части о. Кунашира от пос. Кругликово до мыса Ловцова и по тихоокеанскому побережью острова от оз. Кругликова до пос. Добрый Ключ. Они были выделены в 1951 г. В. М. Чапышевым под названием ловцовской свиты. Эти отложения хорошо обнажены по берегу океана от мыса Спокойного до оз. Круглого. А. Ф. Прялухиной описан следующий разрез этих образований:

1. Липаритовые туфы	Более 100 *м*
2. Переслаивание плотных туфогенных аргиллитов, опоковидных туффитов и разложенных пепловых туфов, имеющих вид бентонитовых глин	120 „
3. Конгломераты	7,0 „
4. Переслаивание туфобрекчий, туфогенных песчаников и кислых пепловых туфов	130 „
5. Переслаивание туфогенных песчаников, алевритовых туффитов и туфов, туфодиатомитов	170 „
Всего более 700 *м*.	

На мысе Медвежьем в туфобрекчиях ловцовской свиты собраны отпечатки фауны и флоры плохой сохранности. Среди них А. П. Ильиной определена *Nucula* sp., имеется скелет рыбы. В коллекции органических остатков, собранной из обнажения туфов у оз. Длинного, Л. А. Симоновой определен *Phacoides (Lucinoma) acutilineata* (Conr.).

В туфах и туфобрекчиях мыса Медвежьего совместно с фауной содержатся также растительные остатки. М. О. Борсук установила здесь: *Acer nordenskioldii* Nath., *Acer* sp. (cf. *A. pictum* Thunb.), *Carpinus* sp. (cf. *C. subjaponica* Nath.), *Betula subalata* Bors. *Dryas*(?) sp. *Vaccinium* sp. Эта небольшая коллекция отражает либо тундровую растительность, либо растительность каменистых горных местообитаний, но достаточных оснований для заключения о возрасте она не дает.

Небольшие выходы пород ловцовской свиты прослеживаются по охотскому побережью острова. Они залегают здесь несогласно на палеоген-нижнемиоценовых отложениях и представлены сильно уплотненными

http://jurassic.ru/

туфами, туффитами и туфодиатомитами, которые содержат, по определению А. А. Симоновой, *Nuculana (Sacella)* cf. *taphria* Dall, *N. (Sacella) chinaensis* Ilyina, *Macoma* cf. *calcarea* (Gmel.), *Tellina* cf. *aragonia* Dall, *Limopsis* sp., указывающие на миоценовый возраст осадков.

По мнению Ю. С. Желубовского, ловцовская свита литологически близка и, вероятно, одновозрастна с куйбышевской свитой. Возраст же последней он склонен считать средне-верхнемиоценовым. А. Ф. Прялухина, сделав сравнение свит куйбышевской, горячего пляжа и ловцовской и отнеся их все к среднему миоцену, высказывает предположение, что наиболее древней из них является свита горячего пляжа, промежуточной по возрасту — ловцовская свита и наиболее молодой — куйбышевская [1].

Третичные отложения о. Урупа изучены пока плохо. Возможно, стратиграфическим аналогом куйбышевской свиты там является такотанская свита, выделенная в 1951 г. М. Я. Ивановой и О. Н. Толстихиным. Свита представляет собой переслаивание серых туфогенных песчаников и светлых опоковидных пород.

Более поздние исследования О. А. Хведчени на о. Итурупе подтвердили вероятную принадлежность верхней части разреза вулканогенно-осадочных пород в районе оз. Токотан к среднемиоценовой куйбышевской свите. Эта часть разреза сложена чередованием туфогенных песчаников, туфов, туффитов и туфодиатомитов. В песчаниках обнаружены остатки *Pecten* sp. и *Cardium* sp. Собранные остатки флоры пока не определены.

На о. Парамушире среднемиоценовые отложения установлены К. Ф. Сергеевым в 1959 г. на охотском берегу и у южной оконечности острова между мысами Васильева и Капари. Они названы К. Ф. Сергеевым охотской свитой.

Отложения свиты лежат несогласно на нижнемиоценовых отложениях среднепарамуширской серии. В основании их лежат мелкообломочные туфобрекчии мощностью около 10 *м*; обломки туфобрекчии представляют собой базальты и андезито-базальты, цемент туфовый, хлоритизированный. Мелкообломочные туфобрекчии вверх по разрезу постепенно сменяются сначала псефитовыми, а затем псаммитовыми и алевритовыми туфами и туффитами с редкими прослоями туфогенных песчаников. В этой же части разреза очень много туфодиатомитов, представляющих собой легкие опоковидные породы серовато-желтого или желтовато-белого цвета с органогенной структурой. В туфодиатомитах собраны остатки фауны (определения А. А. Симоновой): *Malletis inermis* (Yok.), *Phacoides (Lucinoma)* sp., *P. (Lucinoma) acutilineata* (Conr.), *Macoma sejugata* (Yok.), *Tellina clivosa* Bohm., *Crassatella* sp., *Neptunea*(?) sp.

Фауна характеризует отложения охотской свиты как средний миоцен.

Заканчивается разрез охотской свиты чередованием алевритовых и псефитовых туфов, туффитов, туфодиатомитов.

Общая мощность отложений свиты около 1100 *м*.

Возможно, к среднепарамуширской серии (верхней ее части) на о. Парамушире принадлежит выделенная К. Ф. Сергеевым байковская свита, распространенная в северо-восточной части Парамушира и на юго-западном берегу о. Шумшу. Свита эта, по наблюдениям К. Ф. Сергеева, лежит согласно на среднемиоценовой охотской свите.

[1] Предположение А. Ф. Прялухиной о разновозрастности этих свит лишено достаточных фактических оснований, так же как и утверждение Ю. С. Желубовского о принадлежности верхних слоев куйбышевской свиты к верхнему миоцену.

http://jurassic.ru/

Нижняя часть байковской свиты сложена чередованием разнообразных туфов и туффитов с подчиненным количеством туфодиатомитов. Обломочная фракция в породах представляет собой обломки кристаллов плагиоклаза, моноклинного и ромбического пироксена, роговой обманки, кварца, а также основной массы эффузивных пород. Цемент в туфогенных песчаниках преимущественно глинистый, в туфах — слабо раскристаллизованное вулканическое стекло. Мощность этой части свиты 400 *м*.

Верхняя часть свиты мощностью 400 *м* сложена более грубообломочными породами, среди которых преобладают андезитовые и андезито-базальтовые туфобрекчии.

В нижних слоях туфогенных алевролитов К. Ф. Сергеев обнаружил остатки фауны, по мнению А. А. Симоновой, верхнемиоценовой: *Yoldia thraciaeformis* (Storer), *Laternula* (Aelga) *zakhalinensis* Slod., *Macoma* cf. *calcarea* (Gmel.), *Buccinum* cf. *saundersi Mart.*, *Buccinum* sp.

На других островах Большой Курильской гряды фаунистически доказанные отложения среднего миоцена неизвестны.

Верхний миоцен — плиоцен (утесная серия)

Верхненеогеновые отложения широко развиты на островах Итурупе, Парамушире и, вероятно, на Урупе. Возможно значительное распространение их на о. Кунашире и других островах Большой Курильской дуги, где неоген еще не отделен от четвертичных пород.

Первоначально Ю. С. Желубовский в 1951 г. выделял на Курильских островах плиоценовые отложения как толщу, четко обособляющуюся по палеонтологическим и литологическим особенностям от миоцена. В «плиоценовом» комплексе отложений при последующих исследованиях, однако, стали выявляться верхнемиоценовые образования, часть которых оказалась тесно связанной с плиоценом. С другой стороны, возраст остатков фауны в отложениях нижележащей итурупской серии в большинстве случаев определялся в пределах не выше среднего миоцена, что также говорит о принадлежности значительной части верхнего миоцена не к итурупской, а к вышележащей серии отложений. За этой последней серией, включающей верхний миоцен — плиоцен, Охинским стратиграфическим совещанием в 1959 г. было закреплено предложенное В. М. Никольским наименование утесной серии.

В отличие от пород итурупской серии, отложениям утесной серии свойственна резкая фациальная изменчивость при относительно спокойном залегании. Другой существенной особенностью позднеогеновых отложений является преобладание в их составе вулканогенных пород; туфогенно-осадочные толщи значительной мощности если и встречаются, то чаще в средней части серии. В верхнемиоцен-плиоценовых отложениях значительно чаще, чем в миоцене, встречаются обломки белой, тонковолокнистой липаритовой и дацитовой пемзы.

Различными исследователями Курильских островов в утесной серии выделено несколько свит, близких литологически и по возрасту, но разобщенных территориально — океанская на о. Парамушире, (Ю. А. Вильтер, М. Я. Иванова и О. Н. Толстихин, 1952 г.), рыбаковская на о. Итурупе (Ю. С. Желубовский, 1952 г.), свиты мыса Пржевальского и парусная на о. Итурупе (Г. П. Вергунов, Ю. К. Гуменный, А. Ф. Прялухина и др., 1959 г.), свита р. Осенней на о. Итурупе (В. Б. Сергеева, 1961 г.), быстринская свита на о. Урупе (Ю. С. Желубовский, 1952 г.), свита мыса Округлого на о. Парамушире (В. М. Ни-

http://jurassic.ru/

кольский, 1954 г.), свиты дербашевская и парамуширская на островах Парамушире и Шумшу (К. Ф. Сергеев, 1960 г.).

На о. Кунашире палеонтологически охарактеризованные верхнемиоценовые и плиоценовые отложения неизвестны. Ю. С. Желубовский условно относит к плиоцену конгломераты и туфогенные песчаники, обнажающиеся на восточном берегу о. Кунашира между поселками Добрый Ключ и Отрадное, алевролиты и слабо сцементированные песчаники, развитые на охотском побережье острова юго-западнее сел. Алехина, а также слабо сцементированные песчаники и алевролиты, залегающие в основании вулкана Тяти. Г. П. Вергунов, Ю. К. Гуменный, А. Ф. Прялухина эти породы считают миоценовыми, хотя вообще возможность нахождения на Кунашире плиоцена они не отрицают.

На о. Итурупе в утесную серию включаются свиты рыбаковская, мыса Пржевальского и парусная.

Рыбаковская свита была выделена в 1951 г. Ю. С. Желубовским в районе Курильска. Отложения, относимые к этой свите, выходят в цоколе 20—25-метровой террасы. Они развиты и в глубине острова, но там их изучение затруднено плохой обнаженностью. Наиболее полные разрезы свиты наблюдаются близ пос. Рыбаки.

К юго-западу от этого поселка вскрыты, по-видимому, сравнительно низкие горизонты почти горизонтально залегающей плиоценовой толщи. По данным Ю. С. Желубовского, плиоценовые отложения представлены здесь туфобрекчиями, переслаивающимися с туфогенными конгломератами и туфогенными песчаниками. Туфобрекчии состоят из обломков авгит-диопсидовых андезитов, авгитовых базальтов и близких к ним пород. В большинстве своем обломки являются вулканическими бомбами. Они сцементированы туфогенной песчано-глинистой массой, местами содержащей карбонаты и цеолиты, а также монтмориллонит. Иногда цемент железистый с мелкими кристалликами окисленного пирита.

Более высокие горизонты рыбаковской свиты наблюдаются северо-восточнее пос. Рыбаки. Они представлены туфогенными песчаниками, чаще среднезернистыми, переслаивающимися с гравелитами и мелкозернистыми туфогенными песчаниками, состоящими из плохо окатанных обломков эффузивных пород (главным образом андезита), сцементированных глинистым цементом. В них часто содержатся крупные обломки и валуны пористых андезитов и базальтов. Песчаники переслаиваются с конгломератами, состоящими из более или менее окатанной гальки и валунов андезитов, андезито-базальтов и базальтов. В песчаниках наблюдаются линзообразные прослои алевритовых туффитов, глинистых сланцев, пепловых туфов и туфодиатомитов. В алевритовых туффитах изредка встречаются остатки фауны и плохой сохранности стебли и листья. Фауна, собранная Ю. С. Желубовским, изучалась К. П. Евсеевым. По его мнению, ядро раковины, а также отпечатки верхней и нижней створок принадлежат вероятнее всего *Palliolum groenlandicum* (Sowerby), встречающемуся на Аляске в свите Hybok в зоне с *Chlamys nuwokensis*. Возраст этой фауны верхний миоцен или плиоцен.

В туфодиатомитах, доставленных Ю. С. Желубовским и изученных В. С. Шешуковой-Порецкой, содержится разнообразная диатомовая флора. Почти все отмеченные виды являются обитателями морей, лишь немногие встречаются и в солоноватоводных, континентальных водоемах. Массовое развитие имеют почти исключительно планктонные формы: *Coscinodiscus marginatus* Ehr., *Chaetoceros* sp., *Pyxidicula* sp., *Thalassionema nitzachioides* Grun., *Denticula kamtschatica* Zab., *Distephanus speculum* (Ehr.) Haeck., *Stephanopyxis turris* var. *cylin-*

http://jurassic.ru/

nus speculum (Ehr). Haeck., *S. turris* var. *cylindrus* Grun. и др. Общий характер диатомовой флоры указывает на отложения диатомита в неритической зоне моря, вдали от берега. Большинство видов распространено и в современных морях, но некоторые известны лишь в ископаемом состоянии: *Cyclotella Castracani* Brun. встречены в плиоцене Японии, *Denticula kamtschatica* Zab. — в плиоцене Камчатки и в верхнем миоцене Сахалина. Кроме диатомовых водорослей, в породах содержатся радиолярии.

Второй образец для диатомового анализа был взят из более нижних слоев того же разреза. По данным Т. Е. Ладышкиной, производившей диатомовый анализ, здесь присутствует обильная диатомовая флора при сравнительно небольшом видовом разнообразии. В большом количестве содержится *Coscinodiscus marginatus* Ehr. — бореальный океанический вид, широко распространенный в северных и дальневосточных морях. К числу доминирующих форм относятся также *Thalassiosira Zabelina* Jouse и в меньшей степени *Hyalodiscus obsoletus* Sheshukova и *Coscinodiscus intersectus* Brun. — морские ископаемые виды, характерные для плиоценовой дальневосточной флоры. В аналогичном количестве отмечены полубентоническая *Melosira sulcata* var. *biseriata* Gun. и планктонная *Denticula kamtschatica* Zab. В целом характер найденной флоры свидетельствует о том, что накопление осадков происходило в неритической зоне.

В 1960 г. В. Б. Сергеевой в туфогенных породах рыбаковской свиты у г. Курильска были обнаружены остатки фауны *Nuculana (Sacella) taphria* Dall, *Malletia* sp., *Lima (Limatula) pilvoensis* Laut., *Caecum* sp. Состав фауны указывает скорее на верхнемиоценовый, чем плиоценовый возраст отложений.

В. Б. Сергеева предполагает, что несколько более молодой, чем рыбаковская свита, а именно, верхнемиоцен-плиоценовой, является новая выделенная ею свита р. Осенней, сложенная главным образом светлыми туфодиатомитами с прослоями туфов, туфобрекчий, туфогенных песчаников. Характерно содержание в породах большого количества сбломков белой тонковолокнистой пемзы. В туфогенных песчаниках обломки состоят из различных эффузивов и пемзы. Общая мощность свиты 400—500 *м*. В туфодиатомитах В. Б. Сергеева обнаружила остатки верхнемиоценовой — плиоценовой фауны: *Palliolum (Delectopecten) peckhami watahabei* Yok., *Macoma* cf. *baltica* L., *Clinocardium californiense* Desh., *Laevicardium (Cerastoderma) meckianum* (Gabb), *Serripes groenlandicum* (Brug.), *Liocyma fluctuosa* (Gould), *Mactra (Spisula) sachalinensis* Schrenck, *Bela yonomii* Yok., *Natica (Tectonatica) clausa* Brod. et Sow. и др.

И по литологическому составу, и по фауне отложения свиты реки Осенней очень близки маруямской свите Южного Сахалина.

Отложения рыбаковской свиты развиты и на тихоокеанском побережье Итурупа, где северо-восточнее пос. Касатки, по наблюдениям Г. П. Вергунова и А. Ф. Прялухиной, туфогенно-осадочные породы этой свиты переслаиваются с эффузивами. В качестве примера можно привести разрез плиоценовой толщи у мыса Дракона:

1.	Туфобрекчии	5,0 *м*
2.	Андезито-базальтовые порфириты	5,0 „
3.	Туфобрекчии	4,0 „
4.	Андезито-базальты	3,5 „
5.	Туфобрекчии	5,0 „
6.	Андезиты	20,0 „
7.	Слабо сцементированные песчаники и гравелиты	5,0 „
8.	Грубозернистые песчаники	5,0 „
9.	Туфобрекчии	7,0 „

http://jurassic.ru/

10. Грубозернистые песчаники . . . . . 0,5 *м*
11. Мелкогалечниковые конгломераты . . . . . 5,0 „
12. Туфобрекчии . . . . . 4,0 „
13. Грубозернистые песчаники . . . . . 14,0 „
14. Туфолава. Мощность неясна.
15. На размытой поверхности слоев 13 и 14 залегает покров плотных роговообманковых андезито-базальтов; местами покров отсутствует . . 4,0—5,0 „
16. Слабо сцементированные песчаники . . . . . 5,0 „
17. Конгломераты . . . . . 15,0 „
18. Туфобрекчии . . . . . 8,0 „
19. На размытой поверхности туфобрекчий залегают песчаники. Их мощность около 6 *м*. Они перекрыты нижнечетвертичными андезитами.

Общая мощность рыбаковской свиты на тихоокеанском побережье около 180 *м*.

На перешейке между поселками Куйбышево и Касаткой, на берегу оз. Благодатного, обнажаются алевролитовые туфодиатомиты, также относимые к рыбаковской свите. По-видимому, они слагают здесь крыло антиклинальной складки, в ядре которой, вскрытом у сел. Куйбышево, залегают миоценовые отложения. В туфодиатомитах содержатся панцири верхнеплиоценовых морских, преимущественно неритических диатомовых водорослей [1]. Залегая у самого уреза воды, плиоценовые отложения перекрыты слабо сцементированными песчаниками. Последние, вероятно, относятся к нижнечетвертичным.

Рыбаковская свита обнажена также в цоколе морской абразионной террасы между г. Курильском и пос. Ясным. К северо-западу от последнего она перекрыта нижнечетвертичными эффузивно-туфогенными образованиями, залегающими в основании вулканического массива п-ова Чирип. Северо-восточнее этого полуострова, вдоль берега залива Простор, плиоценовые отложения прослеживаются по направлению к перешейку Ветровому, где они перекрыты пемзовыми отложениями. За перешейком их сменяют несколько отличные, но тоже относящиеся к плиоцену, отложения парусной свиты.

Мощность рыбаковской свиты, по Ю. С. Желубовскому, не менее 150—400 *м*. По В. Б. Сергеевой, она достигает 700 *м*.

Г. П. Вергунов и А. Ф. Прялухина выделили на Охотском побережье о. Итурупа, между ручьями Пионером и Осенним, свиту мыса Пржевальского. По Ю. С. Желубовскому, это та же рыбаковская свита, но в другом северо-западном крыле Куйбышевской антиклинальной складки. В основании свиты мыса Пржевальского, залегающей несогласно на миоценовых отложениях, лежат базальты и андезито-базальты, переслаивающиеся с крупнообломочными туфобрекчиями и туфолавами. Суммарная мощность их 127 *м*. Выше на их размытой поверхности залегает толща туфогенно-осадочных пород, представленная туффитами, туфами, туфобрекчиями, туфогенными конгломератами, туфогенными песчаниками и туфодиатомитами, имеющими суммарную мощность 55 *м*.

В туфогенных породах мыса Пржевальского были собраны остатки фауны. По определению А. П. Ильиной и Л. В. Криштофович, они принадлежат: *Pecten* cf. *akitanus* Yok., *P. (Chlamys)* cf. *brenneri* Arn., *Macoma calcarea* Gmel., *Cardium* sp. (cf. *C. californiense* Desh.), *Mya japonica* Yay, *Mya* cf. *truncata* L., *Cardita matitukensis* Slod., *Chione* cf. *alvcolata* (Conr.). Большинство перечисленных форм характерно для плиоценовых отложений.

Из этих же отложений А. А. Симоновой дополнительно определены: *Pecten (Chlamys) tanassevitschi* Khom., *P. (Chlamys) turpiculus* Yok.,

[1] Образцы взяты в 1951 г. Ю. С. Желубовским, диатомовый анализ произведен В. С. Шешуковой-Порецкой.

http://jurassic.ru/

Pecten cf. *helimensis* Mak., *P. (Pallium) swiftii* Bern., *Cardium californiense* Desh., *Serripes subfluctuosa* Khom., *Panope (Panomya)* cf. *simotomensis* Otuka, *Echinarachnius* cf. *parcua* Gray. Эта фауна также указывает на плиоценовый возраст осадков.

Мощность свиты мыса Пржевальского 300—320 *м* (Г. П. Вергунов, Ю. К. Гуменный, А. Ф. Прялухина).

В северо-восточной части о. Итурупа, на побережье Охотского моря, плиоценовые породы прослеживаются почти непрерывно от пос. Парусного до мыса Окопец. Плиоценовый возраст этих отложений, названных Г. М. Власовым свитой поросу, переименованной впоследствии Ю. С. Желубовским в парусную свиту, был установлен в 1958 г. В. Ф. Ероховым. От урочища Чистой Речки до мыса Корицкого в основании разреза плиоценовых отложений залегает покров черных базальтов, имеющий мощность не менее 40—50 *м*. В верхней части покрова наблюдается столбчатая отдельность. Базальты массивные, полифировые, содержащие зональный битовнит и авгит. Основная масса породы имеет интерсертальную структуру. На неровной поверхности базальтового покрова лежат зеленовато-серые туфогенные песчаники, переслаивающиеся с крупнообломочными туфобрекчиями. По простиранию туфобрекчии переходят в лавобрекчии. Перекрываются эти породы темно-серыми, слабопористыми лавами андезитового и андезито-базальтового состава. Плиоценовые породы образуют пологие складки северо-восточного простирания с углами падения 5—10°.

В. Ф. Ерохов собрал в районе мыса Клин и близ пос. Славного остатки фауны. По определению А. П. Ильиной и Л. В. Криштофович здесь содержатся: *Pecten* cf. cf. *kurosavensis* Yok., *P. (Swiftopecten)* cf. *nanakitaensis* Nacamura, *P. (Pallium)* ex gr. *swiftii* Bern., *P .(Patinopecten)* cf. *matschiensis* Laut., *P. (Pallium) swiftii* Bern. var. *etchegoini* And., *P. (Chlamys)* cf. *akitanus* Yok., *P. (Chlamys)* cf. *iwakianus* Yok., *Modiolus wajampolkensis* Slod. var. *markini* Slod., *Mytilus* cf. *coalingensis* Arn., *Cardium (Cerastoderma)* cf. *tigilense* Slod., *Phacoides (Lucinoma) acutilineata* (Conr.), *Laevicardium (Cerastoderma)* cf. *shinjiense* (Yok.), *Chione bigculptus* Dall, *Taras* cf. *parilis* Gould, *Natica janthostoma* Desh., *Acmaea* cf. *instabilis* Gould, *Terebratalia* cf. *schmidti* Arn., *Septifer* cf. *hirsutus* Lam., *Anomya* sp., *Hemyteris* sp. Из туфогенных песчаников, вскрывающихся у пос. Парусного, А. А. Симонова определила *Pododesmus macroschisma* (Desh.) и морского ежа *Echinarachnius* sp. Многие из этих видов характерны как для плиоцена, так и для миоцена, но присутствие таких форм, как *Pecten* ex gr. *swiftii* Bern., *P. (Pallium) swiftii* Bern. var. *etchegoini* And., *Cardium (Cerastoderma)* cf. *tigilense* Slod., *Natica janthostoma* Desh., указывает на то, что содержащие их отложения относятся к плиоцену. Эти формы характерны для средней части маруямской свиты Южного Сахалина и эталонской свиты Камчатки (Ерохов, 1960).

В районе пос. Славного и далее к северо-востоку, по направлению к мысу Фриза, парусная свита представлена туфобрекчиями, переслаивающимися с туфогенными песчаниками. Обломки в туфобрекчиях обычно андезитового и андезито-базальтового состава. Изредка встречаются слегка окатанные гальки плагиогранитов. В песчаниках, обычно желтовато-серых, среднезернистых, реже мелкозернистых, выделяются изолированные обломки и глыбы, вероятно, вулканические бомбы преимущественно андезито-базальтового состава. Так же как в рыбаковской свите, песчаники, обогащаясь обломочным материалом, местами переходят в туфобрекчии. В мелкообломочных туфобрекчиях часто встречаются обломки светлой, почти белой пемзы. Плиоценовые отложе-

http://jurassic.ru/

ния перекрыты нижнечетвертичными эффузивно-туфогенными породами, залегающими в основании вулкана Кумуй.

На берегу бухты Медвежьей плиоценовые отложения были отмечены Ю. С. Желубовским. Они несколько отличаются от тех, что развиты близ поселков Парусного и Славного. Возможно, здесь обнажаются более высокие горизонты, чем парусная свита. В основании разреза залегают песчаники с прослоями конгломератов. Преобладающими породами являются слабо сцементированные туфогенные песчаники, переслаивающиеся с гравелитами. Туфобрекчии, преимущественно мелкообломочные, встречаются сравнительно редко. В строении толщи намечается ритмичность. В верховьях одного из ручьев, впадающих в бухту Медвежью, выделяется не менее пяти ритмов. В основании нижнего ритма залегают конгломераты, состоящие из гальки андезита, базальта, туфов, реже порфирита и плагиогранита. В этом пласте хорошо выражены следы первичных оползневых дислокаций. Выше располагаются светлые туфы и туффиты, преимущественно псаммитовые, а также песчаники, в которых содержатся гальки и гравий базальтов, андезитов и светлых дацитовых пемз. Ритм завершается слоем светлого тонкозернистого туфогенного слабо сцементированного песчаника, переходящего в туфогенный алевролит. В отдельных горизонтах наблюдается тонкое переслаивание темно-серых песчаников с более светлыми песчаниками, содержащими светлую пемзу. Прослеживающиеся выше ритмы сходны с первым ритмом, но в основаниях их нет выдержанных слоев конгломератов. Вместо них наблюдаются темно-серые крупнозернистые песчаники и гравелиты с отдельными гальками базальта. Мощность каждого ритма порядка 3—3,5 *м*.

Мощность плиоцена в районе бухты Медвежьей не менее 300—350 *м*. Что же касается общей мощности парусной свиты, то, вероятно, она порядка 800—1000 *м*, возможно больше.

Как отмечают Г. П. Вергунов, А. Ф. Прялухина и др., для парусной свиты характерно сложение нижней и верхней частей лавами андезито-базальтового составов, а средней — эффузивно-туфогенными породами, содержащими вулканический материал более кислого состава.

В юго-западной части о. Итурупа отложения, условно отнесенные к плиоцену, отмечены на берегу бухты Рокко, а также в основании вулканов Берутарубе и Львиной Пасти. Здесь они подстилают четвертичные вулканогенные толщи.

Накопление осадков парусной свиты происходило в различных фациальных условиях. Наряду с относительно глубоководными морскими отложениями в ее состав входят прибрежные и неритические морские осадки. В районе, прилегающем к оз. Сопочному, развиты туффиты, содержащие довольно много растительных остатков плохой сохранности. Диатомовая флора здесь крайне бедна и имеет плохую сохранность. В породе, взятой Ю. С. Желубовским, Т. Е. Ладышкиной установлены в небольшом количестве, преимущественно в виде обломков, пресноводно-солоноватоводные и эвригалинные формы: *Diatoma elongatus* var. *tenue* (Ay) V. H., *Fragilaria construens* var. *subsalina* Hust., *Synedra tabulata* (Ay) Kutz., *Diploneis smithii* (Brib) Cl., *Epithemia zurgida* (Ehr.) Kutz., *Nitzscia capittellata* Hust. и др. Общий характер диатомовых соответствует осадконакоплению в условиях мелководной, сильно опресненной лагуны.

Взаимоотношения плиоценовых свит, выделенных на о. Итурупе, не выяснены. Вероятно, свиты рыбаковская и мыса Пржевальского являются одновозрастными и служат непосредственным продолжением по простиранию одна другой. В дальнейшем их, вероятно, можно будет объединить.

http://jurassic.ru/

На о. Урупе М. Я. Иванова и О. Н. Толстихин назвали быстринской свитой и отнесли к плиоцену отложения, развитые на побережье Охотского моря и в долине р. Быстрой. Свита слагает здесь крыло пологой антиклинальной складки.

Быстринская свита представлена туфобрекчиями и туфогенными конгломератами, переслаивающимися с туфогенными песчаниками и алевролитами. В составе гальки и обломков песчаников преобладают андезиты, базальты, туфы, реже встречаются нижнемиоценовые породы урупской свиты, а также кварцевые диориты и плагиограниты. Цемент в песчаниках кремнисто-глинистый с хлоритом, карбонатом и гидроокислами железа. Туффиты представляют собой легкие, белесоватые породы с алевропелитовой структурой, местами слоистые, состоящие в основном из мелких осколков стекла и более или менее окатанных обломков минералов и эффузивных пород.

Общая мощность свиты около 80 *м*.

Более подробно отложения быстринской свиты были изучены в 1960 г. О. А. Хведченей. Среди них установлено большое содержание обломков пемзы. В чередовании различных пород подмечается ритмичность, выраженная сменой туфобрекчий и туфоконгломератов вверх по разрезу более тонкообломочными туфами и различными туфогенными породами. Таких ритмов в толще содержится несколько.

В самой верхней части плиоценовых отложений, вскрытых на северо-западном берегу бухты Новокурильской, залегают туфобрекчии и туфоконгломераты с прослоями туфогенных песчаников. Общая мощность плиоценовых отложений разреза не менее 200—250 *м*.

Плиоценовые отложения, кроме того, распространены на о. Урупе на небольших участках в центральной и южной частях — в районах мыса Ключевого, мыс Несчастье — оз. Токотан, ручья Сестрицы, мыс Георгия — ручей Путаный, р. Галинки — бухта Алеутка. Они залегают несогласно на предположительно миоценовых породах и слагают пологие синклинальные складки.

Несколько отличаются отложения, условно отнесенные к плиоцену, на других участках о. Урупа. В районе вулкана Трезубец, на берегу залива Наталии, в состав верхней части свиты входят андезиты, переслаивающиеся с туфогенными конгломератами, туфобрекчиями и туфогенными песчаниками. Создается впечатление, что для верхних горизонтов плиоценовых отложений о. Урупа характерно преобладание туфобрекчий.

Т. Немото описал на Урупе осадочную толщу, залегающую на гранодиоритах и подстилающую четвертичные эффузивно-туфогенные образования. Нижние горизонты этой толщи представлены базальными конгломератами, состоящими главным образом из гальки гранодиорита и андезита. Выше они сменяются туфогенными песчаниками и алевролитами. Еще выше наряду с перечисленными породами появляются агломераты, состоящие из обломков гиперстен-авгитового андезита. В туфогенных алевролитах Немото собрал и определил фауну *Leda* sp. (cf. L. *ramsayi* Smith) и *Lucina* sp. (aff. *L. contrania* Dkz.). Им была найдена также и флора — *Rhododendron* sp. Однако эта фауна не дает точного указания относительно возраста вмещающих ее отложений. Отнесение их к плиоцену основывается на сходстве с фаунистически доказанным плиоценом островов Итурупа и Парамушира.

В 1951 г. на юго-восточном побережье Парамушира, в районе поселков Океанского и Рифового, М. Я. Ивановой и О. Н. Толстихиным была выделена океанская свита. По своему характеру она близка к парусной свите и состоит из различных туфогенно-осадочных пород:

http://jurassic.ru/

туфобрекчий, туфогенных конгломератов, туфогенных песчаников, а также различных туффитов.

Песчаники состоят из различно окатанных зерен вулканического стекла, обломков андезитов и базальтов, плагиоклазов и пироксенов. Цементом в них является монтмориллонит. Типичны для этой свиты мелкообломочные пемзовые и пепловые туфы. В отложениях, относимых к океанской свите, довольно часто встречаются обломки пемзы и интрузивных пород. В одном из прослоев песчаника близ пос. Яшино, в 5 *км* западнее пос. Океанского, были собраны остатки фауны, среди которой А. П. Ильина установила: *Pecten (Chlamys)* cf. *tanassevitschi* Khom., *Neptunea* cf. *lirata* Mart., *Cardita* cf. *etalonensis* Slod. В том же обнажении в 1952 г. Г. П. Прокопов собрал остатки фауны, определенной З. И. Горюновой как *Laevicardium* sp. и *Pecten* sp.

На восточном побережье Парамушира в отложениях, сходных с океанской свитой, фауну ранее находил Сакураи. С. Номура (Nomura, 1933) в его коллекции определил: *Glycymeris septentrionalis* (Middendorff), *Serripes groenlandicus* (Brug.), *Spisula voyi* (Gabb). Первые две формы он относит к миоцену, так как они известны в миоценовых отложениях Америки. По заключению Иокояма, эта фауна моложе миоцена. Наличие фауны, возраст которой датируется не вполне точно и, возможно, является более древним чем плиоцен, заставляет предполагать, что нижняя часть океанской свиты может принадлежать к верхам верхнего миоцена.

Г. М. Власов и В. М. Никольский выделили на северо-восточном побережье Парамушира, между устьем р. Северянки и пос. Утесным, еще одну верхненеогеновую толщу, назвав ее свитой мыса Округлого. По описанию Г. М. Власова и В. М. Никольского, нижняя часть ее сложена туфобрекчиями, состоящими из обломков вулканических бомб андезитового и андезито-базальтового состава, сцементированных туфовой массой. Мощность этой части около 100 *м*. Выше залегают туфобрекчии, переслаивающиеся с псаммитовыми туфами и туффитами, содержащими большое количество остатков радиолярий, диатомей и губок. Мощность более 100 *м*. Стратиграфические выше, в обрывах мыса Округлого, наблюдается переслаивание пумицитов, пепловых туфов и туффитов. Эта верхняя часть отложений имеет хорошо выраженную тонкую слоистость. Мощность около 120—200 *м*. Самая верхняя часть свиты обнажается у мыса Озерного. Здесь она представлена диатомитами, имеющими мощность около 30 *м*. Суммарная мощность свиты более 430 *м*. Г. М. Власов отмечает сходство ее с верхнемиоцен-нижнеплиоценовыми отложениями Юго-Восточной Камчатки. Породы мыса Округлого как литологически, так и по условиям залегания хорошо параллелизуются с отложениями утесной серии.

Отложения океанской свиты широко развиты на о. Шумшу. По данным Ю. С. Желубовского, плиоценовые отложения на Шумшу залегают очень полого и представлены преимущественно туфогенными песчаниками, гравелитами и туфобрекчиями. Характерны мелкообломочные брекчии, состоящие из обломков пемзы, сцементированных пепловым цементом. Такие брекчии местами переслаиваются с пепловыми алевритовыми туфами. Другая разность брекчий состоит из различных по величине обломков базальта, андезито-базальта и андезита.

В юго-восточной части о. Шумшу, севернее пос. Бабушкино, в обрывах, высота которых достигает 40—50 *м*, наблюдается следующий разрез океанской свиты:

1. В основании обрыва желтовато-серый, среднезернистый туфогенный песчаник с прослоями гравелитов и светлых мелкообломочных пемзовых туфобрекчий. Внутри этого горизонта наблюдаются линзы туфобрекчий

http://jurassic.ru/

с базальтовыми обломками, сцементированными монтмориллонитизированными пепловыми туфами. В песчанике встречены плохой сохранности ядра и отпечатки раковин . . . . . Около 12 *м*

2. Светло-серый, среднезернистый песчаник с прослоями мелкообломочного пемзового туфа . . . . . 5 „

3. Желтый, туфогенный, среднезернистый песчаник . . . . . 2 „

4. Серый среднезернистый туфогенный песчаник с линзами светлых, желтовато-серых песчаников и мелкообломочных туфобрекчий . . . . 11 „

5. Туфобрекчии, состоящие из обломков вулканических пород (бомб), пористых, реже плотных, стекловатых базальтов, сцементированных пепловым туфом, переходящим в монтмориллонит . . . . . 5 „

На размытой поверхности плиоценовых туфобрекчий залегает покров темно-серых базальтов, с хорошо выраженной столбчатой отдельностью. Мощность покрова около 10 *м*. Возможно, эти базальты являются нижнечетвертичными.

Более полный разрез утесной серии на о. Парамушире описан в 1959 г. К. Ф. Сергеевым. К этой серии относятся три свиты, наиболее древняя — дербашевская, средняя — парамуширская и верхняя — океанская. Наиболее широко эти отложения распространены у мыса Океанского о. Парамушира и на островах Шумшу и Парамушире в районе разделяющего их пролива.

Дербашевская свита хорошо обнажается к югу от г. Северо-Курильска в горе Маяк. Свита сложена базальтовыми лавами, лавобрекчиями того же состава, туфобрекчиями и туфоконгломератами. В основании разреза лежат базальные конгломераты мощностью около 50 *м*. Вверх по разрезу базальты сменяются туфобрекчиями, туфоконгломератами и лавобрекчиями с базальтовыми обломками, туфовым и лавовым цементом. Мощность свиты 200 *м*.

На дербашевской свите с трансгрессивным несогласием залегают отложения парамуширской свиты. Нижняя часть этой свиты сложена слабо сцементированными серовато-желтыми туфобрекчиями, характеризующимися причудливыми формами выветривания в обнажениях. Обломки представлены эффузивными породами основного и среднего состава, цемент туфовый. Выше чередуются слои туфов (в том числе пемзовых), туфодиатомитов, туфогенных песчаников.

Туфы псефитовой, псаммитовой и алевритовой структуры, представлены они литическими, кристалловыми и витроразностями. Обломки состоят из плагиоклазов, пироксенов, роговой обманки, кварца, а также обломков эффузивных и туфогенных пород и вулканического стекла; цементирующая масса — слабо раскристаллизованное стекло среднего и кислого состава. Туффиты по составу аналогичны описанным туфам, отличаясь от них лишь некоторой окатанностью обломков. Туфодиатомиты представляют собой легкие пористые породы, буквально переполненные остатками диатомей и радиолярий. Туфогенные песчаники по составу обломков отвечают туфам и имеют глинистый, хлорито-глинистый и хлоритовый цемент. Мощность толщи около 300 *м*.

Еще выше лежат туфобрекчии и туфы, чередующиеся с пемзобрекчиями, в которых обломки размером от 2 до 15 *см* представлены пемзой, а цементом является пемзовый туф. Мощность этой части разреза около 250 *м*. Общая мощность свиты, таким образом, составляет около 550 *м*.

В средней части этой свиты В. М. Никольским в 1954 г. были собраны остатки фауны: *Leda* sp., *Glycymeris septentrionalis* (Middendorff), *Astarte chishimana* Ilyina, *Venericardia sacurdi* Ilyina, *Lucina* sp., *Serripes groenlandicus* (Brug.), *Liocyma viridis* Dall, *Spisula voyi* (Gabb.), *Buccinum paramuschirensis* Ilyina. Возраст отложений, содержащих фауну, по мнению А. П. Ильиной и Л. В. Криштофович, определявших остатки, верхнемиоцен-плиоценовый.

http://jurassic.ru/

Согласно на парамуширской свите лежат отложения океанской свиты, широко развитой на тихоокеанском побережье островов Парамушира и Шумшу. К. Ф. Сергеев разделяет эту свиту на два горизонта: нижний мощностью 400 *м*, сложенный андезитовыми и андезито-базальтовыми туфобрекчиями, туфами и туфогенными песчаниками, и верхний, в котором преобладают базальтовые лавобрекчии и андезито-базальтовые туфобрекчии. Мощность верхнего горизонта около 600 *м*[1].

В туфогенных песчаниках океанской свиты К. Ф. Сергеев нашел остатки фауны: *Pecten (Chlamys) hastatus* Sow., *Pecten (Chlamys) turpiculus* Yok., *Pecten (Patinopecten) yessoensis* Jay, *Astarte borealis* (Schum.), *Cardita crebricostata* Krause, *Taras (Taras)* cf. *semiasperum* (Phil.), *T. (Felaniella)* cf. *parilis* (Conr.), *Cardium* cf. *californiense* Desh., *Serripes groenlandicus* (Brug.), *Liocyma fluctuosa* Gould, *Liocyma subfluctuosa* Khom., *Macrocallista* cf. *tjuschevkensis* Khom., *Mactra (Spisula) polynyma* Stimp., *Acteon kamtschaticus* Slod. et Ilyina, *Bela* cf. *candida* Yok., *Bela yanamii* Yok., *Buccinum paramuschirensis* Nomura, *Littorina* cf. *sgualida* Brod. et Sow. *Polinices (Euspira) galianoi* Dall, *Epitonium (Boreoscala) groenlandicum* Boury, *Hemithyris* cf. *psittgala* Gmel. Фауна, по заключению определявшей ее А. А. Симоновой, указывает на плиоценовый возраст отложений.

Возраст утесной серии, таким образом, определяется довольно точно в пределах верхнего миоцена — плиоцена.

Отложения утесной серии Большой Курильской дуги имеют много общего с одновозрастными породами, распространенными в Центральной и Юго-Восточной Камчатке и выделяемыми в алнейскую серию. Для этой серии характерно: сложение почти исключительно вулканическими породами, как основного и среднего, так и кислого состава; развитие андезитовых и базальтовых туфобрекчий с монтмориллонитовым цементом, а также туфоконгломератов; примесь в туфогенных осадках обломков белой тонковолокнистой пемзы и многие другие особенности, свойственные породам утесной серии.

Плиоценовые отложения Курильских островов имеют также некоторое сходство с плиоценом о. Хоккайдо. В северном и центральном районах Хоккайдо развиты отложения мелкого моря, представленные преимущественно плотными опоковидными алевролитами, содержащими мергелистые конкреции и переслаивающиеся с песчаниками, конгломератами и туфами. Эти отложения объединяются в серию Вакканай, возраст которой устанавливается как миоцен — плиоцен.

Нерасчлененные неогеновые отложения

Наряду с миоценовыми и плиоценовыми отложениями, возраст которых установлен более или менее точно, на Курильских островах имеются толщи, которые приходится относить к нерасчлененному неогену. Они развиты на труднодоступных участках Урупа, на Парамушире, а также на других островах Большой Курильской гряды (Симушир, Расшуа, Матуа, Шиашкотан, Онекотан).

По данным Ю. С. Желубовского, в обрывах северо-восточного побережья о. Симушира, ниже четвертичной вулканогенной толщи залегают слабо дислоцированные осадочные породы. По своему характеру они ближе всего подходят к плиоцену, но не исключена возможность принадлежности их к миоцену.

[1] Следует подчеркнуть, что океанская свита понимается К. Ф. Сергеевым в другом, более узком, объеме, чем предлагается Ю. С. Желубовским. — *Прим. ред.*

http://jurassic.ru/

Нерасчлененные третичные отложения развиты также в южной половине о. Урупа. Предположительно плиоценовые породы (базальты и туфоконгломераты свиты двойной) выделяет на о. Матуа Е. К. Мархинин (1960а).

На островах Малой Курильской гряды неогеновые, в частности плиоценовые, отложения неизвестны (Саса, 1936; Г. П. Вергунов, Ю. К. Гуменный, А. Ф. Прялухина, 1959 г.).

* *
*

Из обзора третичных отложений Курильских островов видно распространение в Большой Курильской гряде трех серий отложений:

1) наиболее древняя, среднепарамуширская, предположительно палеоген (?)-нижнемиоценовая, сложенная сильно измененными лавами основного и среднего состава, разнообразными туфами и туфогенными породами;

2) итурупская серия, преимущественно среднемиоценовая, с характерным развитием туфов кислого состава, белесых туфогенных пород и туфодиатомитов;

3) утесная серия (верхний миоцен — плиоцен), преимущественно эффузивно-пирокластическая, содержащая местами пачки тонкослоистых пород с туфодиатомитами и пумицитами. Эти серии хорошо прослеживаются в третичных разрезах не только Курильских островов, но и Камчатки.

В Малой Курильской гряде из третичных отложений лишь предполагается присутствие палеогена.

Третичные отложения Курильских островов нуждаются в дальнейшем изучении. Они содержат большие запасы диатомитов, перспективны в отношении бентонитовых глин, фосфоритов. Не исключена возможность встречи в них месторождений углей, открытия нефтепроявлений и газовыделений. Маломощные прослои бурых углей известны в миоценовых отложениях, распространенных южнее сел. Куйбышево. Нефтяные и газовые месторождения могут быть обнаружены в неогеновых туфогенных толщах, например, в среднемиоценовых (куйбышевская свита). Особенно большой интерес представляет рудная минерализация, проявляющаяся в третичных породах Курильских островов. Неогеновое время в Восточно-Азиатских складчатых дугах являлось одной из важнейших металлогенических эпох.

Главными задачами изучения палеогеновой и неогеновой систем Курильских островов являются: разделение палеогеновых и неогеновых отложений; выявление на южных и северных островах палеогеновых и нижнемиоценовых, а на небольших островах Среднего звена Курильской дуги — плиоценовых образований.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные отложения Курильских островов разнообразны по генезису и литологии. Классифицировать их стратиграфически можно только в значительной степени условно. Стратиграфическое расчленение четвертичных толщ Курильских островов сильно затрудняется их преимущественно континентальным характером, небольшим содержанием органических остатков, сложными взаимоотношениями разнообразных вулканических пород. Главной же причиной затруднений при возрастном расчленении четвертичной системы Курильских островов является их плохая изученность. Специальных работ по изучению четвертичных отложений Курильских островов не проводилось.

http://jurassic.ru/

На островах Кунашире, Итурупе, Урупе, Парамушире и Шумшу отложения плиоцена с угловым несогласием перекрываются четвертичными эффузивно-туфогенными образованиями. Местами наблюдается налегание четвертичных вулканогенных образований на выровненную поверхность позднетретичного рельефа. В таком случае граница между четвертичными и третичными образованиями намечается достаточно четко по подошве эффузивно-туфогенной толщи.

Условная граница между третичными и четвертичными образованиями иногда может быть определена по литологическому составу пород. Для плиоцена характерны морские отложения, преимущественно прибрежные, мелководные. Четвертичные образования в основном — вулканогенные с преобладанием продуктов субаэральных извержений. В четвертичных отложениях менее разнообразны и не так обильны органические остатки, что обусловлено сменой палеогеографических условий в конце плиоцена — начале четвертичного периода. В это время происходило поднятие Курильской островной дуги, сопровождавшееся образованием глубоких расколов и вулканической деятельностью, носившей характер трещинных излияний. Эти явления сопровождались регрессией моря и похолоданием, вызвавшим первое четвертичное оледенение.

Начало изучения четвертичных отложений советскими учеными относится к 1946 г. В трудах Г. М. Власова (1958а, 1959в и др.) и Г. С. Горшкова (1954в) впервые отмечается, что на о. Парамушире наряду с вулканогенными породами развиты морские. Г. В. Корсунская (1958) и В. М. Лымарев (1948, 1955) приводят интересные данные о морских и аллювиальных отложениях Южных Курильских островов. Вулканогенные породы, связанные с деятельностью четвертичных вулканов, подробно освещены в работах Г. С. Горшкова (1957а, 1958в и др.) и Е. К. Мархинина (1959а, б). Измененные четвертичными гидротермальными процессами породы описывались Г. М. Власовым (1958г, 1960б) и С. И. Набоко (1957в, 1958а, 1959г, 1960в). В 1952 г. Ю. С. Желубовским, М. Я. Ивановой, В. М. Чапышевым, О. Н. Толстихиным и др. для наиболее крупных островов Курильского архипелага были составлены мелкомасштабные карты четвертичных отложений.

Японские исследователи вопросами четвертичной геологии занимались мало. В работах Я. Саса, Т. Хирабаяси и некоторых других содержатся лишь краткие сведения о современных и более древних осадках, слагающих морские террасы.

Нижний отдел

Отложения невулканического происхождения, относимые к нижнечетвертичному времени, встречаются на Курильских островах редко. Они или смыты, или скрыты под мощной толщей более молодых вулканогенных пород.

Г. М. Власов (1958а) отмечает, что к древнечетвертичным образованиям, вероятно, относится кора выветривания, развитая под позднеплиоценовой — раннечетвертичной выровненной поверхностью, высота которой над современным уровнем моря составляет 700—1000 *м*. Под этой поверхностью находятся неогеновые отложения, включая плиоценовые, а перекрыта она плато-эффузивами и моренами наиболее древнего четвертичного оледенения. Пыльца погребенного торфяника на этой поверхности, по заключению Н. К. Стельмак, М. А. Седовой и Н. Д. Мчедлишвилли, более теплолюбивая, чем современная растительность острова (Власов, 1959в).

http://jurassic.ru/

По мнению Ю. С. Желубовского, к древнечетвертичным образованиям могут быть отнесены конгломераты, перекрывающие гранитоиды у мыса Мечникова, на о. Кунашире. Залегая под покровом древнечетвертичных андезитов, согласно с последними, они переходят вверх в древнюю кору выветривания. Древнечетвертичная кора выветривания, по-видимому, пользуется распространением и в северной части о. Кунашира, где она отделяет плато-эффузивы от дочетвертичных пород.

Относительно морских отложений нижнечетвертичного возраста каких-либо определенных данных нет. Возможно, к ним относятся слабо сцементированные песчаники и гравелиты, обнажающиеся в цоколе террасы близ пос. Касатки. Гипсометрически ниже, на берегу оз. Благодатного, имеются выходы верхнеплиоценовых глинистых диатомитов; они подстилаются песчаниками. Выше песчаники и гравелиты переслаиваются со слабо сцементированными конгломератами. В песчаниках имеются прослои, содержащие в большом количестве обломки мелких костей рыб и раковин, иглы морских ежей и т. п. Как песчаники, так и подстилающие их диатомиты имеют пологое падение на восток. Возраст этих песчаников палеонтологически не выяснен.

К древнечетвертичным образованиям Курильских островов относятся плато-эффузивы и вулканогенные породы древних вулканических сооружений. Они очень широко распространены как на Курилах, так и на Камчатке и не всегда легко отделяются от плиоценовых вулканических пород. Обычно плато-эффузивы залегают на выровненной поверхности неогеновых отложений и бронируют дочетвертичный пенеплен. Как правило, покровы древнечетвертичных эффузивов имеют пологий наклон, связанный или с последующими дислокациями, или с тем, что лавы изливались на слегка наклонную поверхность. В рельефе всех крупных островов Большой Курильской гряды такие слабонаклонные лавовые плато хорошо выражены и легко могут быть приняты за поверхности террас или за уровни денудации.

На о. Кунашире слабо наклонное на юго-запад эффузивное плато, образующее плоские вершины хребта Докучаева, выражено особенно отчетливо. На о. Итурупе плато-эффузивы на значительной части территории перекрыты более молодыми вулканогенными образованиями. На поверхность они выходят в северо-восточной части острова, где ими сложен водораздел рек Славной и Медвежьей. Хорошо прослеживаются слабонаклонные покровы древнечетвертичных эффузивов на Парамушире, Урупе и других островах.

В береговых обрывах во многих местах отчетливо вырисовываются взаимоотношения нижнечетвертичных покровов с подстилающими породами. На Кунашире, близ мыса Мечникова, на конгломератах, несущих позднеогеновую кору выветривания, залегают пироксеновые андезиты с эллипсоидальной отдельностью, свидетельствующей о том, что лавовый поток изливался в воду. Примерно на расстоянии 1 *м* от контакта эта отдельность исчезает, андезиты переходят в андезито-базальты с тонкоплитчатой отдельностью. Последняя вообще характерна для нижних приконтактовых частей нижнечетвертичных покровов.

В некоторых случаях излияниям древнечетвертичных лав предшествовала эксплозивная деятельность или последняя сопровождала излияния лав, почему в основании лавовых потоков или между ними иногда наблюдаются туфы и туфобрекчии основного состава.

На охотском побережье о. Кунашира нижнечетвертичные плато-эффузивы залегают на неогеновых отложениях и в свою очередь перекрываются рыхлыми пирокластическими образованиями вулкана Головнина. Около пос. Алехино нижнечетвертичные эффузивы имеют мощность до 40—50 *м*. Они разделяются здесь на несколько покровов, кото-

http://jurassic.ru/

рые отличаются друг от друга как окраской, меняющейся от серой до розовато-серой, так и текстурой. Характерными для нижнечетвертичной эффузивной толщи породами здесь являются пироксеновые андезиты с ксенолитами андезито-базальтов.

В северо-восточной части о. Кунашира нижнечетвертичные эффузивные породы обнажаются на берегу моря, у подошвы вулкана Руруй. Здесь они представлены двупироксеновыми андезитами и андезитовыми лавобрекчиями.

Насколько можно судить на основании весьма ограниченного материала, для нижнечетвертичных эффузивов о. Кунашира характерен андезитовый, реже андезито-базальтовый состав. Только изредка отмечаются оливинсодержащие базальты. Не исключена возможность, что базальты несколько моложе андезитов.

На Итурупе, где плато-эффузивы и нижнечетвертичные вулканы широко распространены, они изучались Ю. С. Желубовским в северной половине острова. На п-ове Чирипе, к северу от пос. Ясного, залегает сложный базальтовый покров, общая мощность которого не менее 30—40 *м*. Основание покрова находится ниже уровня моря. Этот покров обнажается и на противоположном, восточном побережье полуострова. Здесь нижнечетвертичные плато-эффузивы залегают на выровненной поверхности слабо сцементированных, вероятнее всего плиоценовых пород и перекрыты мощной толщей вулканогенных образований.

В районе пос. Консервного покров имеет очень пологое падение на юг. Вероятно, его образование связано с деятельностью крупного палеовулкана, располагавшегося ранее на месте п-ова Чирипа. Базальты, слагающие покров, светло-серые, оливиновые. Местами оливин содержится в виде крупных вкрапленников вместе с пироксеном и плагиоклазом. Наряду с серым, однородным, массивным базальтом наблюдаются тонкоплитчатые разности, а также базальтовые лавобрекчии. Поверхность скал, сложенных ими, при выветривании приобретает характерное ячеистое строение. В нижней части покрова изредка наблюдается шаровая и эллиптическая отдельность.

Хорошо выражен обширный нижнечетвертичный базальтовый покров в восточной части Итурупа. Здесь видно, что покров мощностью до 15—20 *м*, а местами и более, имеет пологий наклон на юго-восток. Около пос. Медвежьего покров расположен на уровне моря, а к северо-западу от поселка плато-эффузивы слагают водораздел между реками Славной и Медвежьей, имеющий высотные отметки более 400 *м*. Базальты этого покрова оливинсодержащие, двупироксеновые, порфировидные с микродолеритовой структурой основной массы.

Нижнечетвертичные плато-эффузивы и остатки древних, вероятнее всего нижнечетвертичных вулканических сооружений имеются и на других островах Большой Курильской гряды. Г. С. Горшков, изучавший на о. Симушире вулкан Заварицкого, отмечает, что в фундаменте современного вулкана залегают крупнопорфировые андезиты или андезито-базальты, которые он относит к третичным. Однако, по наблюдениям Ю. С. Желубовского, в одном из обнажений на Охотском побережье о. Симушира, находящемся северо-восточнее вулкана Заварицкого, видно несогласное залегание андезитового покрова на выровненной поверхности слегка дислоцированных плиоценовых отложений.

На Северных островах нижнечетвертичные вулканогенные образования развиты широко, но изучены недостаточно. В районе г. Северо-Курильска слабонаклонные покровы пироксеновых андезитов перекрывают плиоценовые отложения океанской свиты. Покровы имеют слабый, но выдержанный наклон от центра острова к его периферии. Очевидно,

http://jurassic.ru/

вулканические центры или трещины, из которых происходили излияния, располагались в средней части острова.

Плато-андезиты, залегающие на о. Итурупе в верхней части мыса Округлого, а также севернее г. Северо-Курильска, аналогичны нижнечетвертичным андезитам островов Кунашира и Симушира. Так же как и на южных островах, здесь имеются наряду с массивными серыми андезитами тонкоплитчатые разности и породы типа лавобрекчий. Структура их порфировая с гиалопилитовой структурой основной массы.

На о. Шумшу плато-эффузивы в значительной степени денудированы, но остатки покровов, перекрывающих плиоцен, сохранились на побережье океана. В северо-западной части Шумшу, севернее пос. Байково, наблюдаются маломощные покровы оливиновых базальтов, вероятнее всего также относящихся к нижнечетвертичным. Они являются непосредственным продолжением парамуширских покровов. Очевидно, пролив между Парамуширом и Шумшу образовался после излияния плато-эффузивов.

Таблица 39

Химический состав нижнечетвертичных эффузивных пород Курильского архипелага

Компоненты	Содержание, %	
	1	2
SiO_2	52,26	56,20
TiO_2	1,11	0,63
Al_2O_3	16,42	17,30
Fe_2O_3	3,70	4,54
FeO	9,04	4,82
MnO	0,18	0,19
CaO	8,34	8,20
MgO	4,67	3,65
K_2O	1,24	0,40
Na_2O	3,27	2,60
P_2O_5	0,19	0,06
H_2O^-	0,07	0,30
H_2O^+	0,25	1,06
Сумма . . .	100,65	100,25

1 — андезито-базальт из нижнего лавового комплекса вулкана Тяти, о. Кунашира (из колл. Е. К. Мархинина, 1959а); 2 — андезито-базальт из нижнего лавового комплекса вулкана Менделеева, район мыса Мечникова, о. Кунашир (из колл. Е. К. Мархинина, 1959а).

Химический состав нижнечетвертичных эффузивов приведен в табл. 39. Следует отметить, что в нее вошли анализы лишь андезито-базальтов. Базальты о. Итурупа не анализировались. Судя по данным микроскопического изучения, плато-эффузивы островов Кунашира и Парамушира имеют более кислый состав, чем эффузивы Итурупа. Последние в основном относятся к оливиновым базальтам. Для окончательного вывода об этом, однако, нужны дополнительные наблюдения.

http://jurassic.ru/

Возраст плато-эффузивов определяется тем, что они залегают на выровненной поверхности дислоцированных плиоценовых отложений, а сами перекрываются отложениями высоких морских террас. Г. М. Власов (1958а) наблюдал на Парамушире обломки плитчатых нижнечетвертичных андезитов в среднечетвертичных моренах, что свидетельствует о нижнечетвертичном возрасте плато-эффузивов.

Аналогичные плато-эффузивы широко распространены на Камчатке, где условия их залегания вполне соответствуют условиям залегания курильских нижнечетвертичных эффузивов.

На о. Хоккайдо извержения древних вулканов Куттарауси, Кариба, Сикарибецу и др. происходили в нижнем плейстоцене или, как пишут японские исследователи (Minato, 1955 и др.), в эпоху древнего дилювия, предшествовавшую оледенению Поросири.

Средний и верхний отделы

Среднечетвертичные и верхнечетвертичные ледниковые отложения широко распространены на Северных островах Большой Курильской гряды. Лучше всего они выражены на Парамушире, где, по описанию Г. М. Власова, следы четвертичных оледенений в виде троговых долин, морен, бугристо-озерного ледникового ландшафта, шлифованных скал — почти повсеместны. Они относятся не менее, чем к двум ледниковым эпохам. Кроме следов былых оледенений, на Парамушире имеются небольшие современные ледники.

Главная масса древних ледниковых отложений на Парамушире находится на абсолютных отметках 300—400 *м* вблизи современного морского берега. Здесь днища древних ледниковых трогов сливаются с поверхностью высокой (250—400 *м*) морской террасы. У места перехода днища трогов в террасу располагаются конечные морены. Моренный материал состоит из андезитовых глыб со слабо сглаженными углами и ледниковыми шрамами. Промежутки между крупными обломками заполнены гравийно-щебенчатой или суглинисто-щебенчатой массой. Мощность ледниковых отложений местами достигает 70 *м*.

Древние ледниковые троги Парамушира прослеживаются в глубь острова (и вверх) до наиболее высоких (700—900 *м*) поверхностей выравнивания, занимающих центральную часть острова Значительная часть площади этих поверхностей покрыта ледниковыми отложениями. По-видимому, древнее оледенение на Парамушире имело полупокровный характер: от ледниковых покровов, лежащих на сглаженных вершинах, к морю спускались мощные глетчеры.

Троги значительно более молодого оледенения наблюдаются в большинстве крупных современных речных долин Парамушира и протягиваются непосредственно до морского берега, где днища ледниковых трогов постепенно сливаются с 20—25-метровой морской террасой. Здесь располагаются конечные морены, выраженные в рельефе озерно-холмистым ландшафтом (реки Северянка, Зеленая, Обрывистая и др.). Размер ледниковых валунов в моренах достигает 20 $м^3$.

К древнеледниковым отложениям могут относиться скопления валунов на водоразделе о. Симушира. Валунные отложения, возможно являющиеся мореной, на Симушире наблюдались Ю. С. Желубовским среди отложений 20—25-метровой террасы. На некоторых валунах имеются ледниковые шрамы.

На южных островах Курильского архипелага ледниковые отложения впервые отмечены Ю. С. Желубовским и В. Ф. Канаевым (1960). Так же, как на Парамушире, здесь, до известной степени условно,

http://jurassic.ru/

можно выделить разновозрастные морены. Однако древние морены выражены значительно хуже, чем на Парамушире [1].

На Итурупе, Кунашире и Урупе скопления валунов, вероятнее всего ледникового происхождения, встречены в центральных, наиболее приподнятых частях островов. Моренные отложения отмечены Ю. С. Желубовским в северо-восточной части Итурупа, между сел. Славным и бухтой Медвежьей, на поверхности слабонаклонного древнечетвертичного эффузивного покрова, бронирующего позднеплиоценовый выровненный рельеф, на высоте 350—380 *м* над уровнем моря.

Моренные отложения наблюдаются также в северо-восточной части о. Итурупа, в нижней части склона вулкана Камуй. Небольшие морены известны на склонах хребта Докучаева (о. Кунашир). Моренные отложения, залегающие на южных островах в цоколях морских 20—25-метровых террас, аналогичны морене, наблюдаемой в соответствующей террасе о. Парамушира. В районе Курильска, у подошвы вулкана Чирип, моренные отложения представлены супесями, содержащими большое количество плохо окатанных глыб и валунов, а также гальки и щебня. Среди обломков наблюдаются преимущественно андезиты и андезито-базальты нижнечетвертичного облика. Эффузивов, которые можно было бы заведомо отнести к молодым, не наблюдается. Мощность морены всего лишь около 2,5—3 *м*. Она подстилается морскими отложениями — тонкозернистыми слоистыми песками с прослоями гальки и валунов. Палинологический анализ показал отсутствие пыльцы и спор как в морене, так и в подстилающих ее морских отложениях. В последних, по данным Н. И. Волковой, содержатся панцири диатомовых водорослей, характерных для прибрежных, опресненных частей моря. Вероятно, морена отлагалась ледником долинного типа, доходившим до берега моря, причем моренный материал частично осаждался на дне моря.

На о. Урупе моренные отложения наблюдались на океанском побережье между бухтой Алеуткой и мысом Хива. Морена, залегающая в уступе 25-метровой террасы, представлена пылеватыми суглинками с большим количеством глыб и валунов. Мощность морены до 8 *м*. Залегает она на урупской свите нижнего миоцена и перекрыта пепловыми отложениями. Как и на Итурупе, в нижней части моренного горизонта намечается слоистость. Очевидно и здесь ледник достигал берега моря и накопление моренного материала частично происходило в воде.

Маломощные ледниковые отложения имеются и на о. Шикотане. Близ пос. Малокурильского на склонах возвышенностей Ю. С. Желубовский наблюдал цирки и троговые долины.

Ледниковые отложения Курильских островов почти не изучены. Отдельные палинологические анализы проб из отложений, относимых к ледниковым, показали почти полное отсутствие пыльцы и спор; только в немногих пробах в небольших количествах содержится пыльца ели. Относительно возраста моренных отложений можно говорить лишь предположительно. Плотная, сцементированная морена, развитая на поверхности эффузивных плато Парамушира и Итурупа, вероятно, является среднечетвертичной. Моренные отложения в цоколях 20—25-метровых террас условно должны быть отнесены к верхнечетвертичным. Наконец, морены на поверхности этих террас скорее всего относятся к началу современной эпохи.

Морские отложения, относимые к среднему и верхнему отделам четвертичной системы, пользуются на Курильских островах значительным распространением. На южных островах Большой гряды отчетливо

[1] Г. П. Вергунов, Ю. К. Гуменный и А. Ф. Прялухина отрицают проявление следов четвертичных оледенений на островах Кунашире, Итурупе, Шикотане.

http://jurassic.ru/

выделяются 200—300-метровые уровни, представляющие собой поверхность морской террасы. В средней части о. Итурупа, у вулкана Баранского, в песчано-галечных отложениях этой террасы Г. М. Власовым была собрана фауна. В. С. Слодкевич, определивший ее как *Pyrpura freycinetti* и *Acmaea* sp., отмечает, что она близка современной фауне Японского моря. Относя данные отложения к среднечетвертичным, Г. М. Власов сравнивает эту террасу с соответствующей поверхностью на о. Парамушире, которая прослеживается на высоте 200—350 *м* над уровнем моря. Она почти идеально ровная, покрытая крупными галечниками и валунами, похожими на морские, местами скрепленными песчано-лимонитовым цементом (Власов, 1959в).

Возможно, к среднечетвертичному времени относится и сильно денудированная 90—130-метровая морская терраса южных островов. На значительном протяжении она является абразионной, но в юго-западной части Итурупа эта терраса аккумулятивная, сложенная пемзовыми отложениями. Сходные отложения описывает Е. К. Мархинин (1959а) для 100—120-метровой террасы в юго-западной части о. Кунашира.

Повсеместным распространением на Курильских островах пользуются 40—45 и 20—25-метровые морские террасы. Они на значительном протяжении опоясывают острова Итуруп и Кунашир, но отсутствуют на участках, где к морскому берегу вплотную подходят вулканы, а также близ устьев рек, где террасы размыты. Чаще эти террасы являются абразионными, сложенными неогеновыми породами. Рыхлые морские отложения встречаются на их поверхности редко. Аккумулятивные террасы часто сложены прибрежными пемзовыми отложениями. На Итурупе такие террасы развиты в юго-восточной части острова, на перешейке Ветровом, а также в юго-западной части, где они как бы заполняют пониженное пространство, прилегающее к вулкану Львиная Пасть. Пемзовые отложения, слагающие 20—25 и 40—45-метровые и более высокие террасы, развиты в южной половине о. Кунашира, встречаются они и на некоторых других островах. Отложения пемзы имеют отчетливую слоистость, особенно хорошо выраженную в обрывах 20—25 и 40—45-метровых террас и значительно хуже на боле высоких абсолютных отметках. На высотах, превышающих 130 *м*, подводные пемзовые отложения, по-видимому, сменяются субаэральными, состоящими из обломков пемзы и лавы, заключенных в песчано-глинистую пепловую массу. Отложения пемзы прослеживаются местами до высоты 250 *м* и более (гора Конакова — 264 *м*).

Г. П. Вергунов, Ю. К. Гуменный и А. Ф. Прялухина связывают пемзовые отложения северо-восточной части Итурупа с деятельностью подводного вулкана. Остатки этого вулкана сохранились на некоторых мысах. В основании пемзоносной толщи лежат андезитовые потоки, выше наблюдается чередование слоев полуокатанных обломков пемзы, пемзовых песков, песчано-галечниковых отложений. Слоистость отложений прибрежно-морская. У центра извержений мощность пемзоносной толщи превышает 250 *м*, на расстоянии 1,5—2,0 *км* их мощность сокращается до 5—10 *м* и меняется гранулометрический состав отложений. Полуокатанные глыбы и крупная пемзовая галька сменяются мелкой галькой, гравием. В 40 *км* от центра извержения, у северо-восточной оконечности Итурупа, по данным Г. М. Власова, мощность пемзоносных отложений уменьшается до 0,5—0,7 *м*, сложены они здесь пемзовыми песками и пеплом.

Второй центр извержения намечается на о. Итурупе у залива Рокко, где источником для образования пемзоносной толщи был вулкан Львиная Пасть.

http://jurassic.ru/

Пемзоносные отложения мощностью до 100 *м* распространены на юге о. Кунашира, где их форма, по-видимому, связана с ранними фазами деятельности вулканов Головнина и Менделеева, когда они еще были подводными вулканами. Слоистые песчано-пемзовые отложения залегают в верхних частях высоких (100—120 *м*) террас.

Пемзоносные отложения встречены на высоте более 600 *м* О. А. Хведченей в северной части о. Итурупа, где они связаны с неизвестным пока центром пемзоизвержения. Грубообломочные слоистые отложения с пемзой слагают основание вулкана Фусса на о. Итурупе, где они также представляют собой продукты подводных извержений этого вулкана в ранней фазе его развития. На Итурупе, близ пос. Касатки, в отложениях 20—25-метровых террас, представленных пемзовыми песками, Ю. С. Желубовским были собраны многочисленные остатки фауны, в том числе ежей — *Echinarachnius* из группы *E. parma* Lamark, *Stronfylocentrotus* из группы *E. droebachiensis* (O. F. Mulles), мшанок, пелециpод и пр. З. И. Баранова, определявшая эту фауну, отмечает, что все эти формы обитают в курильских водах и в настоящее время.

Морские террасы широко развиты и на островах Среднего звена Большой гряды. Отчетливо выделяется абразионная, местами переходящая в аккумулятивную 20—25-метровая терраса. Более высокие террасы выражены хуже. В. Ф. Канаев (1960) отмечает морские отложения — валуны, галечники с примесью песков и гравия на различных уровнях. Так, на о. Росшуа они имеются на высоте 50 и 70 *м*, на Симушире, кроме 25—30-метровой террасы, морские отложения отмечены им на высоте 70 *м*.

На Итурупе, близ Курильска и Куйбышево, на Кунашире, в районах Серноводска и Южно-Курильска, а также в других местах наблюдаются террасы, как бы оконтуривающие крупные депрессии, к которым приурочены озера, вероятнее всего являющиеся остатками лагун и морских проливов. По высотам они соответствуют 20—25 и 40—45-метровым морским террасам, а по составу отложений аналогичны им.

Отложения, слагающие высокие 200—350-метровые террасы и, возможно, 90—130-метровые, относятся к среднечетвертичным. Террасы средних высот, т. е. 20—25 и 40—45-метровые, условно относятся к верхнечетвертичным. В качестве обоснования верхней возрастной границы 20—25-метровой террасы могут служить многочисленные археологические находки, сделанные Ю. С Желубовским на поверхности этих террас. На о. Шумшу культурный слой залегает на глубине 0,75—1 *м* от поверхности этой террасы. В нижней части культурного слоя содержится большое количество кухонных остатков, а также примитивнейшие изделия из камня и кости. Изделий из глин не найдено. В верхней части слоя обнаружены только черепки очень грубых по выделке сосудов. Вероятно, эта стоянка по времени соответствует описанной японскими археологами культуре раннего Дземона или, может быть, предшествующей ей. В таком случае возраст верхних слоев отложений 20—25-метровой террасы не моложе 3000 лет.

Сопоставляя террасы Курильских островов с террасами Хоккайдо, можно отметить, что, по данным японских исследований, в отложениях 20—40-метровой террасы найдены древние стоянки, для которых также характерно отсутствие изделий из глины. Японцы относят их к эпохе раннего Дземона, сопоставляемого ими с ориньяком и мустье.

Современный отдел

На Курильских островах современные отложения характеризуются большим генетическим и литологическим разнообразием. Наряду

http://jurassic.ru/

с экзогенными отложениями широко развиты различные образования, связанные с вулканической и поствулканической деятельностью.

Ледниковые отложения. Сейчас на Курильских островах снежники-перелетки часто встречаются на склонах, в барранкосах и кратерных углублениях вулканов. В кратере вулкана Алаид, между соммой и центральным конусом, наблюдается не только фирновый снег, но и небольшой ледник, язык которого спускается с обрыва северной части соммы (Корсунская, 1958). Небольшие современные ледники имеются на Парамушире, на тихоокеанском склоне хребта Вернадского (у вулкана Билибина) и в верховьях р. Левашова. Длина ледников не превышает 2 *км,* мощность 40—50 *м*. Абсолютные отметки верхних краев ледников составляют около 1000 *м*, нижних 500—600 *м* (Власов, 1958е).

Морские отложения слагают 5—8-метровые и еще более низкие аккумулятивные террасы, пляжи и береговые валы. Сложены эти террасы обычно песками, значительно реже встречаются галечники и валуны. Пески большей частью мелкозернистые, хорошо перемыты, в них имеются прослои, содержащие раковины. На Итурупе и других островах в песчаных отложениях 5—8-метровой террасы встречаются тонкие прослои титаномагнетитовых песков. Иногда поверхность террас покрыта слоем пепла. Там, где 5—8-метровые террасы не закреплены растительностью, на их поверхности часто развиваются дюны.

Почти на всех островах, в бухтах между скалистыми мысами наблюдаются пляжи, отмели и береговые валы. Хорошо выражены пляжи на тихоокеанском побережье островов Кунашира, Итурупа, Парамушира, Шумшу и некоторых других. Слабее развиты они на Охотском побережье островов. Ровные, широкие пляжи сложены хорошо перемытыми песками. На отдельных участках пески обогащены титан-и ванадийсодержащим магнетитом. Эти широкие пляжи обычно окаймлены со стороны суши береговыми валами, достигающими высоты 7—8 *м*. Местами имеется по 3—4 береговых вала, расположенных параллельно друг другу. Валы сложены песками, в которых содержится большое количество древесины и водорослей, выброшенных морем. Узкие пляжи, располагающиеся у подошв возвышенностей, сложенных вулканогенными породами, часто покрыты крупными, хорошо окатанными валунами. Пляжевые отложения содержат много раковин. Особенно богата морская фауна Южных Курильских островов. Нередко на берегу моря можно видеть целые бугры раковин, среди которых часто встречаются *Anomia macroschisma, Macoma incongrua, Chlamys swiftii, Pecten yessoensis* и др. Значительно беднее фауна северных островов.

Лагунные отложения наблюдаются на островах Итурупе, Кунашире, Шикотане и некоторых других. Они слагают низкие террасы в депрессиях, вдающихся в глубь островов. Раньше эти депрессии являлись заливами, в некоторых случаях проливами, разделявшими острова. Обычно дно депрессий слегка заболочено, в большинстве из них сохранились небольшие реликтовые озера. Лагунные отложения представлены песками, суглинками и супесями, содержащими остатки беспозвоночных и водорослей. В суглинках, взятых Ю. С. Желубовским из террасы близ оз. Лебяжьего, в районе Курильска Н. И. Волковой определена диатомовая флора. Состав последней свидетельствует о том, что осадконакопление происходило в прибрежной опресненной части моря, вероятнее всего в лагуне или в далеко вдающемся в сушу заливе. Из солоноватоводно-морских диатомией в отложениях содержатся *Actinocyclus ehrenbergii* var. *Ralfsii* (W. Sm) Hust и солоноватоводные виды *Mastogloia smithii* Thw., *Navicula peregrina* var. *kefvingensis*

http://jurassic.ru/

(Ehr.) Cl., *Cocconeis soretellum* Ehr. В большом количестве присутствуют пресноводно-солоноватоводные и пресноводные формы: *Fragilaria costuens* var. *subsalina* Hust., *F. virescens* var. *subsalina* Gfun. и *Rhopalidia musculis* var. *mirabilis* Friche, а также солоноватоводный вид *Diploneus interrupta* (Ktz) Cl. Среди лагунных отложений изредка встречаются маломощные прослои торфа. Лагунные суглинки, встречающиеся в разрезах террас, в некоторых случаях пригодны для использования в качестве кирпичного сырья.

Мощность лагунных отложений местами может быть весьма значительной, так как часть лагун образовалась на месте глубоких заливов. Некоторые из этих заливов, возникших еще в плиоцене, в настоящее время полностью отделились от моря и превратились в озера, обладающие значительной глубиной. Примером может служить озеро около пос. Сопочного на Итурупе и некоторые озера на Кунашире. По этому вопросу интересные данные опубликованы японским исследователем Т. Накано (Nakano, 1956). Он пишет, что вдоль всего побережья Японии в аллювиальное время (т. е. в голоцене) было три трансгрессии моря. Наиболее крупная относится к эпохе раннего Дземон, т. е. 3000 лет до н. э. Перед наступлением этой трансгрессии рельеф островов был сильно расчлененным. Имелись глубокие долины, далеко вдающиеся в глубь островов. При затоплении их морем образовались заливы, превратившиеся потом в лагуны, заполненные впоследствии рыхлыми отложениями. Бурение показало, что мощность этих отложений больше 40 *м*. Они представлены песками, гравием и глинами, содержащими остатки фауны. На Итурупе такой глубокой долиной, заходящей в глубь острова, является депрессия оз. Лебяжьего около Курильска.

Озерные отложения на Курильских островах весьма разнообразны. Наиболее крупные озера лагунного типа располагаются близ берега моря, от которого отделяются береговыми валами. Отложения этих озер близки к лагунным. Они представлены песками и илами. По берегам зарастающих озер встречаются маломощные торфяники.

Своеобразны отложения кратерных и кальдерных озер, на дне которых имеются выходы сольфатарных газов. В числе других составных частей эти газы содержат сероводород и сернистый ангидрид, благодаря чему в воде озер появляются мелкие хлопья и коллоидные растворы серы. Вместе с песком и илом они образуют своеобразные донные и береговые отложения, в той или иной степени обогащенные серой. Особенно высоким содержанием серы обладают осадки Горячего озера, расположенного в кальдере вулкана Головнина, на о. Кунашире. Это озеро представляет собой заполненный водой кратер взрыва. Струи газов выделяются как на его берегу, так и со дна. Температура воды в озере достигает 90°. На поверхности ее плавает черная пена, состоящая из серы.

Довольно большое количество серы содержится в донных осадках кратерного горячего озера вулкана Эбеко на Парамушире и значительно меньше в отложениях оз. Бирюзового на Симушире. Вероятно, серно-илистые и серно-песчаные отложения имеются в кальдерном озере вулкана Креницына на о. Онекотан. Кратерно-озерные отложения в кальдере вулкана Голыгина изучались в 1948 г. А. К. Марковым, а в кратерном озере Эбеко в 1952 г. Г. М. Власовым (1960в).

В мелководных холодных озерах, располагающихся вблизи вулканов с сильной сольфатарно-гидротермальной деятельностью, нередко отлагается лимонит из слабокислых вод, обогащенных железом, выщелоченным из горных пород вулкана (кальдера вулкана Богдана Хмельницкого).

http://jurassic.ru/

Аллювиальные отложения имеют весьма ограниченное распространение, так как реки Курильских островов в преобладающем большинстве маловодны. Русла имеют большой наклон и только в низовьях некоторых из них происходит аккумуляция аллювия. В верхнем течении русла рек заполнены крупными, мало окатанными обломками эффузивных пород. Там, где реки выходят на равнинные участки, аллювиальные отложения состоят из супесей, песков и гальки. Они образуют речные отмели и террасы высотой не более 8 *м*. Наблюдаемые в долинах рек 20—25-метровые и более высокие террасы вероятнее всего относятся к верхнечетвертичным лагунным или морским. В устьях рек обычно имеются отмели, сложенные хорошо перемытыми песками, реже галечниками.

Эоловые отложения, представленные мелкозернистыми песками, слагают дюны. Последние располагаются на поверхности морских и речных террас, близ речных устьев. Большие площади покрыты эоловыми отложениями на перешейке о. Итурупа, между заливами и пос. Куйбышево, а также в долинах рек Курилки, Доброй и Березовки. На Кунашире эоловые пески развиты по тихоокеанскому побережью, особенно близ г. Южно-Курильска. Они имеются также на островах Парамушире, Урупе, Шикотане и некоторых других. В эоловых песках часто наблюдаются прослои вулканических песков и лапилли, а также погребенные почвенные горизонты. В районе Курильска в разрезах дюн имеется до 5—6 таких прослоев. Дюны обычно хорошо закреплены растительностью, но там, где растительный покров был нарушен, в настоящее время происходит энергичное развеивание песков и возобновилось движение дюн. Местами они угрожают дорогам и населенным пунктам. В пос. Куйбышево многие постройки уже погребены под наступающими песками.

Элювиальные, элювиально-коллювиальные и пролювиальные отложения в общем мало распространены на островах и наблюдаются преимущественно в районах с относительно сглаженным полого-холмистым рельефом, сложенных меловыми и третичными туфогенно-осадочными породами. На Шикотане элювий, развитый на плоском водоразделе южнее пос. Малокурильского, имеет мощность 2—3 *м*. Коллювиальные шлейфы на Итурупе, в районе распространения неогена, также имеют мощность, выраженную метрами. На четвертичных эффузивах, особенно современных, мощность их ничтожна. У оснований четвертичных вулканов коллювиальные и пролювиальные отложения состоят из вулканогенного материала — бомб, лапилли и пепла.

В устьевых частях оврагов, берущих свое начало в кальдерах, кратерах, а также на склонах вулканов, довольно часто наблюдаются конусы выноса и следы селевых потоков в виде нагромождений суглинков с большим количеством щебня и глыб. Подобные нагромождения силевых отложений наблюдались на берегу моря у подошвы вулкана Руруй (о. Кунашир). В. Ф. Канаев связывает образование грязевых потоков, следы которых он наблюдал на о. Кетой, с интенсивным таянием снежников на склонах и в кратере вулканов в периоды усиления вулканической деятельности.

Болотные (органогенные) отложения в виде торфяников встречаются на многих островах, но имеют обычно небольшую мощность. На Итурупе, близ Курильска и у пос. Доброе, а также на Кунашире, в районе Южно-Курильска, торфяники низинного типа образуются на месте зарастающих, превратившихся в болота озер. Торф плохо разложившийся, мощность его не превышает 4 *м*. Небольшие торфяники верхового типа встречены на заболоченных склонах и плоской вер-

http://jurassic.ru/

шине хребта Докучаева. На Парамушире и Шумшу торфяники развиваются на заболоченных поверхностях морских террас и лавовых плато. Торф сфагновый, реже осоковый, как правило, содержит прослои вулканического пепла. Мощность торфа обычно не превышает 0,5 *м*.

Описание отложений фумарол, минеральных источников, пород, измененных молодой гидротермальной деятельностью, дано в главах, посвященных современным вулканическим проявлениям на Курильских островах.

Археологические находки в четвертичных отложениях Курильских островов

В 1951 и 1955 гг. на Курильских островах Ю. С. Желубовским было обнаружено большое количество древних айнских стоянок. От многочисленных крупных поселений сохранились следы построек, кострища и масса изделий из камня, кости и т. п. [1].

Наиболее крупные поселения располагались примерно в одинаковых условиях. Обычно они находились на поверхности 5—8 или 20—25-метровых террас среди дюн, как правило, близ устьев рек. Следы стойбищ были в значительной своей части перекрыты эоловыми, закрепленными растительностью, песками. В настоящее время наблюдается интенсивное развевание дюн и появление на дневной поверхности погребенного айнского инвентаря.

Наиболее древние культурные горизонты обнаружены близ р. Березовки на о. Итурупе, где в уступе морской террасы, на глубине около 1,0—1,5 *м*, в культурном слое мощностью около 0,2—0,3 *м* содержатся черепки грубой керамики, плохо обработанные каменные наконечники стрел, угли и кухонные остатки. Материалом для наконечников служили преимущественно обсидиан, красные кремни, реже плотные мелкозернистые песчаники и измененные вулканические туфы. На о. Шумшу в большой стоянке на северном берегу найдены изделия из кости и оленьего рога. Керамика в большинстве своем найдена в виде осколков, украшенных сложным узором. Изредка встречаются почти целые сосуды. Среди каменных орудий и черепков были обнаружены бронзовые монеты. Одна из них, по определению М. В. Воробьева, является китайской и относится к годам правления императора Юн Лэ (1403—1424 гг. н. э.). Такие монеты изготовлялись в Китае в 1411 г. и долгое время были в обращении не только в Китае, но и в Японии.

Особенно крупные айнские поселения располагались на Итурупе, близ поселков Куйбышево, Курильск, Рейдовое, Доброе в других пунктах. На Кунашире стоянки обнаружены около Южно-Курильска, на Симушире — на берегу кратерной бухты. Известны они и на других островах.

Г. М. Власов в 1948 г. (1960а) обнаружил в кальдере вулкана Богдана Хмельницкого на о. Итурупе грубые письмена на камнях, а также изображения стрел, летящих птиц и др. Возможно, они представляют собой образец айнской письменности.

* * *

С четвертичными образованиями на Курильских островах связаны многие полезные ископаемые. Японцы разрабатывали на Итурупе россыпи титан- и ванадийсодержащих магнетитовых песков. Делались попытки разрабатывать колчеданные руды на вулкане Менделеева.

[1] Весь обнаруженный инвентарь передан для обработки в Ленинградское отделение Института истории материальной культуры АН СССР.

http://jurassic.ru/

Бурые железняки в небольшом количестве добывались на склоне вулкана Берутарубе, а также в кальдере вулкана Богдана Хмельницкого. С многими вулканами связаны месторождения самородной серы. Вероятно, вулканические газы могут явиться источником добычи других полезных ископаемых (например мышьяка).

Андезиты, базальты и другие эффузивные породы могут быть использованы в качестве бутового и облицовочного камня. Базальты, вероятно, пригодны для каменного литья. Пемзы могут служить в качестве теплоизоляционного материала, для изготовления пемзобетона, а некоторые сорта их — как абразивы. На Курильских островах имеются огромные запасы морских песков, гравия и гальки, но зато почти нет кирпичных глин. Для строительных целей и известкования почв взамен известняков могут быть использованы современные морские раковины, но запасы их ничтожны. Правда, не безнадежны в отношении известняков нижнемиоценовые и плиоценовые отложения островов. Небольшие торфяники, известные на островах, могут удовлетворить только мелкие хозяйственные потребности населения.

При недостатке топлива, ощущаемого на Курильских островах, большую роль могли бы иметь природные горючие газы. Судя по опубликованным данным, в Японии они добываются в ряде мест с небольшой глубины (иногда менее сотни метров). Метановые газы там находятся в растворенном состоянии в водоносных горизонтах как плиоценовых, так и четвертичных отложений.

В числе основных задач дальнейшего изучения четвертичной системы Курильских островов следует отметить: выяснение третично-четвертичной границы, расчленение четвертичных отложений на отделы, определение взаимоотношений вулканогенных пород с различными террасами, определение возраста террас, исследование кор выветривания на выровненных поверхностях. Большего внимания заслуживают минеральные источники и гидротермальные образования, с которыми связаны отложения серы, лимонита, ярозита, залежи алунита и различных глинистых продуктов.

http://jurassic.ru/

Глава четвертая

МАГМАТИЗМ И ЯВЛЕНИЯ МЕТАМОРФИЗМА

ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

На Курильских островах интрузивные породы обычно обнажаются на глубоко эродированных площадях самых крупных островов (Кунашир, Итуруп, Парамушир). В четвертичных туфобрекчиях и конгломератах островов нередко содержатся обломки и галька гранитоидов. Крупные гомеогенные включения диоритов в андезитовых лавах вулкана Карпинского (о. Парамушир) отмечал Г. М. Власов (1958а, б). Еще чаще галька и валуны гранодиоритов и диоритов встречаются в современных морских и аллювиальных отложениях. Они были встречены даже на небольших островах, где обнажаются только четвертичные породы. Это свидетельствует о том, что гранитоиды развиты в фундаменте Курильского архипелага и выбрасываются на поверхность в виде обломков во время вулканических извержений. Часть выходящих на поверхность, но плохо обнаженных гранитоидных интрузивов остается, по-видимому, еще необнаруженными (например на о. Итурупе). По свидетельству Немото, японские геологи Комико, Екояма и Иосикава, посещавшие в 1890—1893 гг. острова Кунашир, Итуруп, Уруп, обращали внимание на широкое распространение валунов гранита и диорита на побережье этих островов (Nemoto, 1936). Я. Саса, встретив на тихоокеанском побережье островов Парамушира и Шумшу гальку гранита, а также обломки его в андезитовых туфобрекчиях, предположил, что граниты слагают основание островной дуги (Sasa, 1934а). В пользу этого предположения высказываются некоторые другие авторы (Ehara, 1954). Оно подтверждается в некоторой степени геофизическими исследованиями в районе Курильских островов, установившими материковый тип земной коры (с мощной сиалической оболочкой) под южной и северной группами Курильских островов.

Изучены интрузивные породы Курильских островов пока плохо. Первые исследования их были выполнены Я. Саса (1936). Он описал габброиды о. Шикотана, прорывающие верхнемеловые отложения. Т. Немото (Nemoto, 1934, 1936) сообщил о небольших интрузивах гранодиоритов на о. Урупе. Хирабаяси (Hirabajashi, 1941) упоминает, что на о. Парамушире он наблюдал выходы диоритов, слагающих горы высотой более 800 *м*. Ю. С. Желубовский и О. Н. Толстихин дали краткую характеристику магматизма Курильского архипелага. В 1957 г. Г. М. Власов обобщил материалы по кайнозойскому магматизму Курильских островов и сопредельных территорий. Петрографические описания интрузивных пород о. Кунашира опубликованы Е. К. Мархининым (1959а). В 1957—1960 гг. исследования Г. П. Вергунова, Ю. К. Гуменного, П. И. Аверьянова, К. Ф. Сергеева и других сотрудников СахКНИИ Сибирского отделения АН СССР значительно пополнили сведения об интрузивных породах Курильских островов. В результате этих исследований на островах Кунашире и Парамушире были открыты и описаны новые интрузивные массивы. Можно предполагать, что при

http://jurassic.ru/

геологической съемке Курильских островов будет обнаружено большое число еще неизвестных интрузивов.

Интрузивные породы Курильских островов по возрасту и территориальному распространению можно разделить на две группы: 1) позднемеловые или палеогеновые интрузивы Малой Курильской гряды, 2) неогеновые интрузивы Большой Курильской гряды.

ПОЗДНЕМЕЛОВЫЕ ИЛИ ПАЛЕОГЕНОВЫЕ ИНТРУЗИВЫ МАЛОЙ КУРИЛЬСКОЙ ГРЯДЫ

Эти интрузивы известны лишь на островах Малой Курильской дуги. На о. Шикотане имеются два сравнительно крупных габброидных массива, один из которых (площадью 25 *км*^{2}) обнажается в северо-восточной части острова восточнее с. Мало-Курильское, второй, не сколько меньшего размера (20 *км*^{2}), в его юго-западной части. Между ними встречены небольшие изолированные выходы пород сходного состава.

Интрузивы о. Шикотана приурочены к контакту меловых и палеогеновых(?) пород. Они имеют почти изометричную форму. Контакты их с верхнемеловыми и палеогеновыми(?) отложениями падают на северо-запад и юго-запад, реже на северо-восток, под углом 60—80°; таким образом, оба тела имеют склонение на запад (рис. 107). Послемеловой возраст габброидов, по Г. П. Вергунову, определяется тем, что они прорывают отложения верхнего мела и нижнюю часть палеогеновой(?) толщи, а с вышележащими конгломератами палеогена(?) имеют аркозовый контакт. Ю. С. Желубовский относит интрузивы к верхнемеловым, указывая на содержание обломков габбро в палеогеновых туфобрекчиях о. Шикотана, а также приводя пример о. Хоккайдо, где, по данным японских исследователей, внедрения габброидов происходили в конце мелового — начале третичного периодов (Nozawa и др., 1960). Близ контакта с интрузивными породами верхнемеловые осадочные породы превращены в роговики, в интрузивных породах встречаются ксенолиты сильно измененных пород малокурильской свиты. Массивы сложены габбро-норитами, оливиновыми габбро и лейкократовыми габбро (рис. 108). Между этими породами наблюдаются постепенные переходы, структурные элементы в них (полосчатость, трещины отдельности) совпадают, что свидетельствует о их генетическом родстве.

Габбро-нориты развиты у окраин массивов, где иногда наиболее периферическое положение занимают лейкократовые габбро. Это породы с массивной или полосчатой текстурой и габбровой или габбро-офитовой структурой. Состоят они из основного плагиоклаза, моноклинного и ромбического пироксенов, редко встречаются биотит и кварц. Из акцессорных минералов присутствуют магнетит и апатит, из вторичных распространены хлорит и эпидот. Химический состав габбро-норитов приведен в табл. 40 (анализы 3, 6, 9).

Оливиновые габбро обычно слагают центральные участки плутонов, образуя неправильной формы тела. Это зеленоватые средне- и крупнозернистые породы, нередко полосчатые за счет план-параллельной ориентировки полевых шпатов или цветных минералов. Минералогический состав их: плагиоклаз (60—65%), оливин (25—28%), моноклинный пироксен (2—5%), в единичных зернах присутствуют биотит и кварц. Акцессорные минералы — апатит и магнетит (до 5%). Вторичные минералы представлены серпентином, хлоритом, эпидотом и цоизотом. Химический состав оливиновых габбро см. в табл. 40 (анализы 7, 8, 10).

Лейкократовое габбро развито в приконтактовых частях интрузивов и обнаруживает секущие контакты с габбро-норитами и оливино-

http://jurassic.ru/

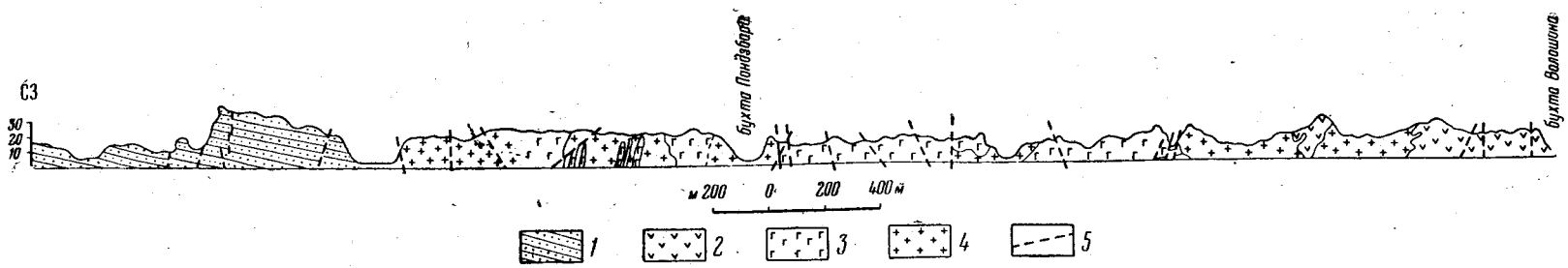


Рис. 107. Геологический разрез через юго-западную часть о. Шикотана. По Г. П. Вергунову

1 — песчано-сланцевые отложения верхнего мела; *2* — палеогеновые базальты, андезиты, туфы; *3* — оливиновое габбро; *4* — габбро-нориты; *5* — разломы

Таблица 40

Химический состав позднемеловых и палеогеновых интрузивных пород о. Шикотана (по данным Г. П. Вергунова)

№ п/п	Название породы	Содержание, %												Сумма
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	П.п.п.	
1	Лейкократовое габбро	52,49	0,92	19,45	2,75	5,46	0,07	9,55	6,01	2,80	0,60	0,19	0,71	101,08
2	То же	52,38	0,90	16,08	3,49	5,51	0,07	9,63	6,12	2,96	0,56	0,10	1,28	99,21
3	Габбро-норит	51,86	0,80	16,11	4,07	4,15	0,07	8,64	8,73	2,92	0,68	0,18	2,88	101,26
4	Лейкократовое габбро	51,60	0,55	16,26	1,90	4,83	0,06	11,70	4,84	2,05	0,92	0,08	0,93	99,35
5	То же	51,53	1,04	19,36	3,60	5,19	0,09	9,69	5,80	2,42	0,92	0,16	1,03	100,73
6	Габбро-норит	51,36	0,61	17,04	2,75	5,45	0,06	10,96	8,94	2,10	0,46	0,11	0,96	101,00
7	Оливиновое габбро	51,06	0,87	14,77	2,45	6,95	0,10	10,18	9,28	2,46	0,77	—	1,68	100,57
8	То же	50,93	0,55	15,30	2,05	5,01	0,06	11,77	11,18	2,01	0,44	0,11	1,94	101,38
9	Габбро-норит	49,10	0,83	17,30	4,58	4,86	0,24	12,00	7,37	2,22	0,26	0,15	1,17	100,20
10	Оливиновое габбро	49,07	0,39	14,73	2,32	5,34	0,20	12,94	12,25	0,89	1,58	0,07	0,79	100,61

https://jurassic.ru/

выми габбро. Породы крупнозернистые, полосчатые. Структура их панидиоморфно-зернистая. По минералогическому составу они похожи на ранее описанные разности, но отличаются большим количеством плагиоклаза (95—99%), иногда содержанием роговой обманки. Для химической характеристики лейкократовых габбро приводятся четыре анализа (см. табл. 40, анализы 1, 2, 4, 5).

Наряду с габбро в интрузивных массивах о. Шикотана имеются габбро-диориты и диориты. Дайки пород, близких по петрографическому составу к шикотанским габброидам, встречаются в верхнемеловых породах других островов Малой Курильской гряды — Зеленом, Танфильева и Полонского.

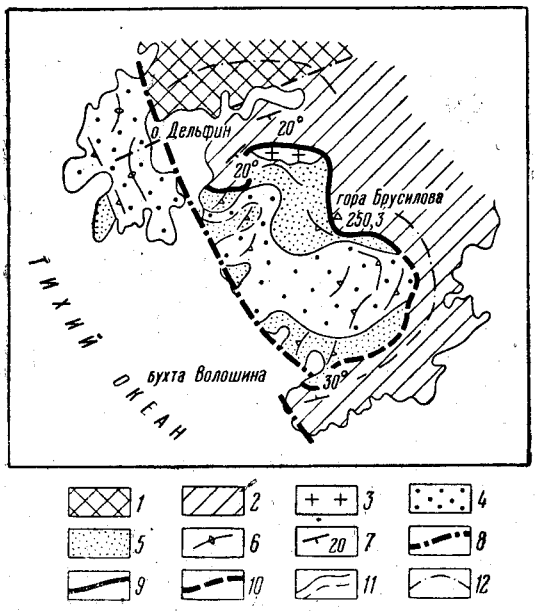


Рис. 108. Геологическая схема-карта юго-западной части о. Шикотана. По Г. П. Вергунову

1 — верхнемеловые отложения; *2* — палеогеновые вулканические породы; *3* — лейкократовое габбро; *4* — оливиновое габбро; *5* — габбро-нориты; *6* — ориентировка полосчатости в интрузивных породах; *7* — элементы залегания пород; *8* — разломы; *9* — границы интрузивного тела; *10* — предполагаемая граница интрузива; *11* — границы между различными породами внутри массива габброидов; *12*—внешний контур ороговикованных пород

В целом интрузивные породы о. Шикотана отличаются по сравнению со средними типами низким содержанием щелочей (при преобладании натрия над калием), что согласуется с сильно выдвинутым на восток положением о. Шикотана (см. раздел «Особенности интрузивных пород различных тектонических зон Камчатки»).

НЕОГЕНОВЫЕ ИНТРУЗИВЫ БОЛЬШОЙ КУРИЛЬСКОЙ ГРЯДЫ

Неогеновые интрузивы известны на островах Кунашире, Урупе, Парамушире. Судя по обилию гранитоидных валунов, выходы молодых интрузивов имеются и на о. Итурупе, в частности в его средней (у с. Касатка) и северо-восточной (у с. Славное) частях.

По наблюдениям Ю. С. Желубовского, на Итурупе вместе с галькой гранитоидов, обычных для Курильских островов, изредка встречается галька очковых гнейсов. Подобные гнейсы на Курильских островах неизвестны, но породы близкого состава, относимые по возрасту к докембрию, развиты в Срединном Камчатском хребте и на побережье п-ова Тайгонос, в северной части Охотского моря. Возможно, что наличие обломков гнейсов в современных прибрежных отложениях Курильских островов связано с переносом обломков горных пород плавающими льдами, которые в большом количестве пригоняются весенними ветрами из Охотского моря к берегам Итурупа и Кунашира. Допустима и иная возможность — гнейсы, как и другие породы, не встреченные на островах в коренном залегании, были принесены в третичное время с суши, существовавшей в то время западнее Курильской дуги на площади Охотского моря.

Ю. С. Желубовский объединяет все молодые интрузивы Большой Курильской гряды в одну группу неогеновых интрузивов, имеющих среднемиоценовый возраст. Г. П. Вергунов выделяет среди них относи-

http://jurassic.ru/

тельно более древние, среднетретичные и более молодые, верхнетретичные. Первые прорывают предположительно палеоген-нижнемиоценовые образования о. Кунашира (кунаширская свита) и несогласно перекрываются среднемиоценовыми отложениями (низы среднего миоцена), содержащими в больших количествах гальку гранитоидов. Если палеоген-нижнемиоценовый возраст кунаширской свиты подтвердится, то возраст этих интрузивов определится как раннемиоценовый.

Более молодые интрузивы прорывают отложения и среднего миоцена, будучи несогласно перекрыты плиоценовыми (верхнемиоцен-плиоценовыми) образованиями. Их возраст, очевидно, верхнемиоценовый. К этой группе интрузивов Г. П. Вергунов относит небольшие плагиогранитные и диоритовые интрузивы, прорывающие среднемиоценовые отложения островов Кунашира, Урупа и Парамушира.

Позднемеловые — палеогеновые, раннемиоценовые и позднемиоценовые интрузивы Курильских островов хорошо соответствуют возрастным группам неоинтрузивов Центрально-Камчатской вулканической зоны. Разделение неогеновых интрузивов Большой Курильской гряды на две разновозрастные группы является, однако, в значительной степени условным. Особенно очевидной эта условность стала после изучения К. Ф. Сергеевым (1959 г.) парамуширских интрузивов, многие из которых по своим особенностям оказались стоящими ближе к нижнемиоценовым, а не к верхнемиоценовым интрузивам Центральной Камчатки. Поэтому описание неогеновых интрузивов лучше сделать по отдельным островам, не разделяя их пока по возрасту. Некоторые соображения о возрасте неоинтрузивов будут высказаны после общей характеристики неогеновых интрузивных пород.

Характерной особенностью неогеновых интрузивов Курильских островов являются сильные гидротермальные изменения вокруг этих интрузивов (хлоритизация, серицитизация, окварцевание и пр.), нередко распространяющиеся на значительной площади.

Остров Кунашир. Гранитоидные интрузивы, которые Г. П. Вергунов склонен считать среднетретичными, распространены в западной части о. Кунашира. Цепочка интрузивов, следующая, по-видимому, крупному разлому, косо сечет складчатые структуры кунаширской свиты. Размеры интрузивов от 1—2 до 30 *км*². В плане небольшие плутоны имеют изометричные очертания, более крупные — овальные. По форме это штокообразные тела с крутыми, почти вертикальными контактами. Границы мелких массивов сравнительно плавные, крупных — прихотливые, сложные. Вдоль контактов иногда проявляются небольшие тектонические перемещения, внутри интрузивов по отдельным зонам наблюдается интенсивный катаклаз, вплоть до образования узких зон милонитизации. У контактов интрузивные породы содержат многочисленные, в различной степени ассимилированные ксенолиты вмещающих пород (главным образом измененных эффузивов). Массивы гранитоидов сложные, многофазные, образованы кварцевыми диоритами и плагиогранитами с рядом переходных разновидностей. Плагиограниты во многих местах прорывают и метаморфизуют кварцевые диориты. С интрузивами пространственно связаны золото-серебряное и полиметаллическое рудопроявления.

Кварцевые диориты слагают крупные участки интрузива у мыса Прасолова (о. Кунашир), ими целиком образованы некоторые мелкие массивы. Это обычно порфировидные, средне- и мелкозернистые породы темно-серого цвета, иногда полосчатые. Структура пород гипидиоморфно-зернистая, состоят они из андезин-олигоклаза (70—75%), кварца (20—25%) и амфибола (10%). В единичных зернах присутствует калиевый полевой шпат (нерешетчатый микроклин), из акцессорных минера-

http://jurassic.ru/

лов обнаружены апатит, магнетит и ильменит. Вторичные минералы — кварц, хлорит, эпидот и мусковит. Химический состав кварцевых диоритов охарактеризован в табл. 41 (анализы 23, 24, 25, 26).

Плагиограниты распространены в центральных зонах плутонов. Породы светло-серые, с зеленоватым оттенком от присутствия эпидота и хлорита. Цветные минералы образуют кучечные скопления, изредка они имеют некоторую ориентировку. В порфировидных разностях можно встретить кристаллы амфибола и плагиоклаза, достигающие 10 *мм* в длину. Структура плагиогранитов гипидиоморфно-зернистая, реже гранит-порфировая. Порода состоит из среднего плагиоклаза (50%), калиевого полевого шпата (15%), кварца (25%), амфибола (8%) и акцессорных минералов (магнетит, апатит и циркон). В качестве вторичных минералов постоянно встречаются альбит, серицит, хлорит и карбонат. Для характеристики химического состава плагиогранитов приводятся анализы образцов из центральной (см. табл. 41, анализ 13) и периферийной (табл. 41, анализ 18) частей массива. Следует отметить резкое уменьшение кислотности плагиогранитов к периферии, понижение в этом направлении содержания калия и окислов алюминия и повышение роли кальция.

В некоторых интрузивных массивах широко развиты гранодиориты. Они иногда прорывают и метаморфизуют кварцевые диориты. В контактах с вмещающими породами гранодиориты нередко переходят в лейкократовые кварцевые диориты; от плагиогранитов они отличаются главным образом значительным содержанием калиевого полевого шпата. Химические анализы гранодиоритов и лейкократовых кварцевых диоритов см. табл. 41 (анализы 16, 17, 19, 20, 21, 22).

К верхнетретичным Г. П. Вергунов относит интрузивы, обнажающиеся у мыса Мечникова и мыса Третьякова на о. Кунашире. Интрузивные массивы располагаются на разломах, и породы их часто раздроблены вдоль разломов, подвижки по которым происходили и после внедрения интрузивов. Массивы небольшие (2—5 *км*^{2}), штокообразной формы, с крутыми, относительно ровными контактами; апофизы редки. По составу интрузивы довольно пестры, слагающие их породы изменяются от кварцевых диоритов на периферии массивов до плагиогранитов в центральной части. Иногда происходит как бы переслаивание концентрических зон диоритового и гранодиоритового составов.

Кварцевые диориты состоят из среднего (№ 35) плагиоклаза (65%), кварца (15%). В единичных зернах присутствует калиевый полевой шпат, из акцессорных минералов встречается апатит, из рудных — магнетит и ильменит.

Гранодиориты слагают центральные части интрузивных массивов мыса Мечникова и мыса Третьякова. Контакты их с кварцевыми диоритами или плагиогранитами почти всегда расплывчатые и трудно различимые. Породы имеют гранитовую, реже порфировидную структуру. Минералогический состав их: плагиоклаз (60%), калиевый полевой шпат (10%), кварц (25%), амфибол (5%), единичные зерна пироксена, биотита и мусковита; акцессорные минералы — магнетит, циркон и апатит. В породах много вторичных минералов — хлорита, серицита, альбита, кварца, рудных минералов и кальцита.

Плагиограниты слагают центральные части массивов. Структура их гипидиоморфно-зернистая, реже микрографическая или призматически-зернистая. Сложены породы плагиоклазом (70%), кварцем (25%), биотитом и роговой обманкой (5%). В единичных зернах присутствуют апатит, циркон, магнетит. Среди вторичных минералов преобладают кварц, альбит, хлорит, серицит и карбонаты. Химические анализы плагиогранитов даны в табл. 41 (анализы 11, 12, 14, 15).

http://jurassic.ru/

Химический состав неогеновых интрузивных пород о. Кунашир

№ п/п	Название породы и место взятия образца	Содержание, %													Сумма
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	SO_3	H_2O	П.п.п.	
11	Плагиогранит	72,90	0,41	13,92	0,73	2,36	0,13	3,79	0,78	3,51	0,43	0,10	—	0,21	0,76	100,14
12	Плагиогранит; центральная часть массива у мыса Прасолова	73,60	0,58	14,09	1,14	2,19	0,06	3,38	1,13	2,98	0,36	0,01	—	0,16	0,52	100,20
13	Плагиогранит	73,50	0,69	14,33	2,81	—	Следы	1,10	2,09	1,60	1,02	0,03	—	0,78	1,91	99,86
14	»	69,69	0,45	14,51	2,09	2,11	0,02	5,02	2,29	2,93	0,40	0,15	—	0,31	0,65	100,85
15	Плагиогранит; массив у мыса Мечникова	67,95	0,43	17,76	0,88	2,25	Следы	4,58	1,29	3,03	0,53	0,02	—	0,25	0,85	99,85
16	Гранодиорит	67,88	0,59	14,95	1,57	2,77	0,15	0,86	4,05	1,47	2,62	0,24	—	0,67	2,13	100,06
17	»	67,63	0,58	13,11	1,72	3,32	0,10	1,34	3,87	3,03	2,32	0,28	—	0,59	2,14	100,20
18	Плагиогранит	67,20	0,47	11,10	4,86	2,74	0,05	1,20	1,57	3,84	1,31	0,09	—	0,33	3,52	100,44
19	Гранодиорит	65,36	0,57	13,17	2,84	2,47	0,11	3,32	1,87	2,76	2,60	0,21	—	0,58	3,38	99,39
20	Кварцевый лейкодиорит	65,14	0,67	16,68	2,03	2,20	0,13	3,59	1,30	3,86	1,83	0,73	—	0,38	1,50	100,04
21	Гранодиорит	65,09	0,56	14,97	1,85	2,62	0,13	3,25	1,75	2,94	2,48	0,20	—	0,29	2,87	100,26
22	»	64,65	0,57	16,86	1,88	2,42	0,14	3,23	1,25	4,16	1,91	0,20	—	0,30	1,64	99,42
23	Кварцевый диорит; Падь Золотая	62,97	0,51	18,47	0,90	3,60	0,12	2,33	3,03	3,81	0,29	0,40	0,09	0,51	2,65	99,56
24	Кварцевый диорит	62,86	0,82	14,01	4,14	4,27	0,03	4,68	2,22	4,49	0,30	0,18	—	0,33	1,99	100,80
25	Кварцевый диорит; центральная часть массива у мыса Прасолова	61,48	0,75	17,17	3,16	4,51	0,05	2,72	3,25	2,90	2,35	0,12	0,99	0,20	2,09	101,04
26	Кварцевый диорит; Падь Золотая	60,04	0,73	16,15	3,12	2,85	0,22	2,55	2,13	4,21	0,33	0,13	3,08	0,66	3,13	99,33

По данным Г. П. Вергунова (11—22, 24, 25), И. П. Аверьянова (23, 26).

https://jurassic.ru/

Как отмечает Г. П. Вергунов, верхнетретичные плагиограниты отличаются от среднетретичных более лейкократовым обликом, развитием биотита, отсутствием калиевого полевого шпата; в них не наблюдались полосчатые текстуры, довольно часто встречающиеся в среднетретичных плагиогранитах.

Все интрузивные породы Кунашира пересыщены глиноземом и обогащены свободной известью (рис. 109). По химическому составу среди

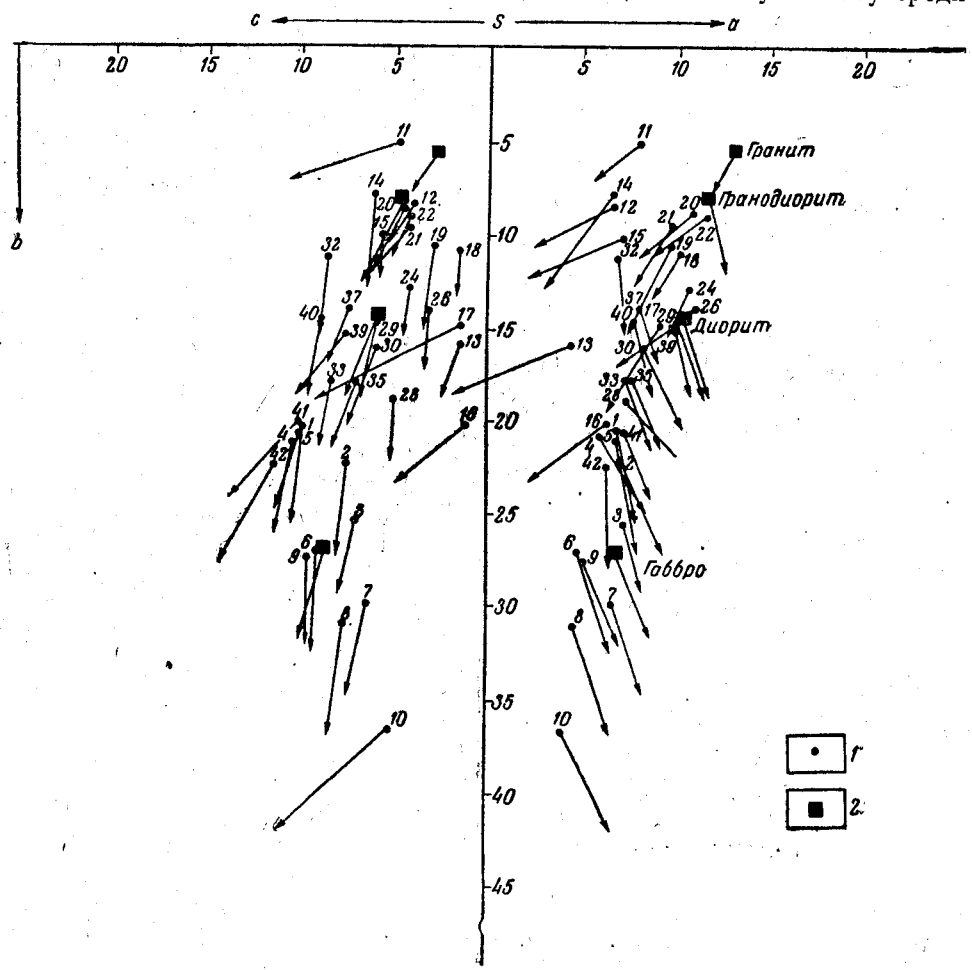


Рис. 109. Химический состав интрузивных Курильских островов. По Г. П. Вергунову

1 — породы Курильских островов; *2* — средние типы изверженных пород, по Дэли

них намечаются две группы пород (см. табл. 41): 1) плагиограниты (анализы 11—15), 2) гранодиориты и кварцевые диориты (анализы 16—26). Первые содержат меньше щелочей по сравнению с породами второй группы, а также по отношению к шикотанским породам и средним типам по Дэли. Как в первой, так и во второй группе натрий преобладает над калием. Породы второй группы обеднены полевошпатовой известью.

Остров Уруп. На о. Урупе небольшие гранитоидные интрузивы, отнесенные Г. П. Вергуновым к верхнетретичным, обнажаются в верховьях рек Галинки и Нигори (Nemoto, 1936). Массивы их здесь приурочены к ядрам антиклиналей. Краевые части массивов сложены квар-

http://jurassic.ru/

цевыми диоритами, центральные — гранодиоритами. Минералогический состав и структура этих пород близки к кунаширским. Химический состав их иллюстрируется табл. 42 (анализы 27, 28, 29, 30).

Значительно отличаются по своему составу граниты, встреченные Ю. С. Желубовским в виде гальки на юго-восточном побережье о. Урупа. Это серые, среднезернистые породы, состоящие из кварца, ортоклаза, анортоклаза и биотита. В небольшом количестве содержится амфибол, иногда олигоклаз. Акцессорные минералы: апатит, ортит и магнетит. Химический состав пород (в %): SiO_2 74; TiO_2 0,23; Al_2O_3 14,39; Fe_2O_3 0,68; FeO 1,87; MnO 0,28; CaO 0,84; MgO 0,74; Na_2O 3,99; K_2O 2,78; P_2O_5 следы; H_2O 0,4; п. п. п. 0,20; сумма—99,80.

Остров Парамушир. На о. Парамушире последними работами К. Ф. Сергеева гранитоидные интрузивы установлены в центральной части хребта Вернадского, на охотском побережье острова у мыса Ферсмана, вблизи сел. Шелихова и у вулкана Фусса, у тихоокеанского берега вблизи мыса Крузенштерна и у г. Северо-Курильска.

Наиболее крупный интрузивный массив о. Парамушира протягивается в северо-восточном направлении почти в осевой части антиклинория, совпадающего с хребтом Вернадского. Площадь массива около 100 *км*², при длине 25—30 *км* и ширине 2—5 *км*. Массив прорывает палеоген-нижнемиоценовые отложения северо-парамуширской серии и имеет сложное строение, характеризуясь хорошо выраженной полосчатостью параллельно контактам с вмещающими породами. Ориентировка полосчатости указывает на расширение массива с глубиной.

Краевые части массива сложены лейкократовыми габбро, обнажающимися в верховьях р. Кохмаюри. По направлению к центру массива лейкократовые габбро сменяются сначала габбро-диоритами, а затем диоритами и кварцевыми диоритами, обнажающимися в долине рек Океанской, Прозрачной, Заозерной и Неудержимой. По данным Г. П. Вергунова, в центральной части интрузива имеются также породы гранодиоритового и диоритового состава (табл. 43, анализы 31, 33, 35). Интрузив рассечен дайками плагиоаплитов и кварцевыми жилами мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров.

Интрузивный массив мыса Ферсмана имеет площадь более 30 *км*². Значительная часть его скрыта лавовыми потоками вулкана

Таблица 42

Химический состав интрузивных пород о. Уруп (по данным В. Б. Пилатошиной)

№ п/п	Название породы	Содержание, %											Сумма
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O	
27	Гранодиорит	68,21	0,58	13,07	2,04	2,26	0,08	3,89	1,76	3,02	2,52	0,19	2,21	99,89
28	Кварцевый диорит	59,85	0,64	13,36	4,88	3,91	0,14	8,31	3,60	2,75	1,28	0,18	1,31	100,31
29	Кварцевый диорит	59,57	0,77	16,39	3,89	3,67	0,07	6,37	3,54	3,85	1,44	0,22	1,03	100,89
30	Гранодиорит	58,10	0,66	15,18	3,91	3,43	0,08	7,05	4,10	2,85	1,64	0,18	2,51	99,98

http://jurassic.ru/

Таблица 43

Химический состав интрузивных пород о. Парамушир

№ п/п	Название породы	Содержание, %												Сумма
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O	П.п.п.	
31	Кварцевый диорит	59,91	0,62	17,30	3,10	3,23	0,17	7,32	2,62	2,50	0,60	0,09	—	—	—
32	То же	59,85	0,61	17,66	2,48	3,68	0,16	7,17	2,64	2,92	0,42	0,12	—	—	—
33	Диорит	57,78	0,75	15,77	4,53	4,08	0,05	7,73	3,62	2,36	1,09	0,12	0,36	1,16	99,52
34	„	57,37	0,49	17,27	4,36	3,55	0,14	7,27	3,42	2,86	0,92	0,13	—	—	—
35	„	56,55	0,70	16,51	4,41	4,37	0,05	7,80	3,69	2,55	1,28	0,10	0,33	1,74	100,13
36	„	56,30	7,73	16,68	5,27	3,17	0,12	7,85	3,94	2,35	1,20	0,28	—	—	—
37	Кварцевый диорит	56,21	0,65	16,24	4,86	3,47	0,09	6,53	2,70	2,59	1,39	0,21	1,19	—	—
38	Кварцевый габбро-диорит	55,12	1,34	17,01	4,73	3,57	0,15	8,06	3,88	2,45	1,26	0,42	0,17	—	—
39	Диорит	55,11	0,70	17,67	3,31	4,57	0,20	7,40	3,09	2,36	2,72	0,05	—	—	—
40	Кварцевый габбро-диорит	54,48	0,72	18,39	3,62	4,11	0,16	8,62	3,26	3,02	0,72	0,12	0,55	—	—
41	Лейкократовое габбро	47,59	0,84	18,96	3,03	5,96	0,13	9,89	3,99	1,61	2,19	0,04	0,42	—	—
42	То же	47,46	0,34	20,43	3,32	6,12	0,15	9,77	6,49	1,87	1,42	0,06	0,75	—	—

По данным К. Ф Сергеева (31, 32, 34, 36—42), Г. П. Вергунова (33, 35).

Ферсмана. Массив располагается в поле развития нижнемиоценовых (?) пород и имеет с ними интрузивный контакт. Поверхность контакта ровная, падение ее близко к вертикальному. Ширина зоны ороговикования составляет 6—10 *м*. Краевые части массива сложены лейкократовыми габбро, обнажающимися на мысе Ферсмана, центральные — диоритами. По р. Шумной выходят диориты с порфировидной структурой, которая свидетельствует о неглубоком эрозионном срезе интрузива. Переход от габбро к диоритам постепенный через переходные разности пород.

Интрузив у вулкана Фусса обнажен лишь в своей незначительной части, будучи скрыт водами бухты Фусса. Вмещающими породами являются отложения среднепарамуширской серии. Контакт с этими породами отчетливо интрузивный. Кварцевые габбро-диориты, слагающие приконтактовую часть массива, отличаются порфировидными структурами. Параллельно контакту в интрузивном теле наблюдается полосчатость, обусловленная чередованием лейко- и меланократовых разностей.

Остальные интрузивы о. Парамушира также сложены преимущественно габбро-диоритами и диоритами. Они пока еще не изучены.

Лейкократовые габбро, слагающие окраинные части парамуширских интрузивов, имеют призматически-зернистую структуру, иногда с элементами гипидиоморфно-зернистой. В составе пород присутствует плагиоклаз (битовнит), составляющий около 75% породы. Моноклинный пироксен (до 10—15%) присутствует в виде идиоморфных зерен, почти нацело замещенных карбонатитами. Имеются

http://jurassic.ru/

в небольшом количестве ромбический пироксен и единичные зерна биотита. Присутствовавшая в породе роговая обманка совершенно разложена. Из рудных наблюдаются зерна магнетита. Химический состав лейкократовых габбро дан в табл. 43 (анализы 41, 42).

Кварцевые габбро-диориты характеризуются среднезернистой гипидиоморфно-зернистой, иногда порфировидной структурой. Порода состоит из лабрадора, моноклинного пироксена, роговой обманки, незначительного количества вторичного кварца и рудного минерала (см. табл. 43, анализы 38, 40).

Диориты отличаются панидиоморфно-зернистой, гипидиоморфно-зернистой структурой, иногда с элементами призматически-зернистой. Состав породы: плагиоклаз (андезин и лабрадор), моноклинный и ромбический пироксен, роговая обманка, кварц. Иногда встречаются небольшие количества биотита. Акцессорные минералы: апатит, магнетит, циркон. Химический состав см. табл. 43 (анализы 34, 36, 39).

Кварцевые диориты отличаются лишь большим содержанием кварца (до 13—15%) и присутствием незначительного количества (до 1—3%) калиевого полевого шпата. Изредка встречается турмалин (см. табл. 43, анализы 31, 32, 37).

Породы о. Парамушира в целом несколько основнее кунаширских, а по содержанию щелочей они располагаются в промежутке между первой и второй группами интрузивных пород о. Кунашира. Породы Парамушира относятся к нормальному ряду, тогда как кунаширские пересыщены глиноземом. Различия химических составов парамуширских и кунаширских интрузивных пород, по-видимому, объясняются не столько структурным положением интрузивов, сколько разновозрастностью их. По петрографическому и петрохимическому составу парамуширские интрузивы близки раннемиоценовым интрузивам Камчатки.

ЖИЛЬНЫЕ ПОРОДЫ

Среди жильных образований на Курильских островах выделяются аплиты, кварцевые порфиры, лампрофиры, диабазы, андезиты, дациты, липариты. Генетическое родство аплитов и кварцевых порфиров с гранитоидами не вызывает сомнений. Пространственно к интрузивам иногда тяготеют дайки и жилы липаритов и диабазов, но чаще эти дайки являются корнями третичных и четвертичных покровов, вблизи которых и находятся. Они и по времени образования в большинстве своем более молодые, чем гранитоидные интрузивы: диабазовые, андезитовые, андезито-базальтовые, дацитовые и липаритовые дайки обычно прорывают как миоценовые, так и плиоценовые отложения. Местами, например на берегу моря в юго-западной части Итурупа, близ кальдеры Львиная Пасть, крутые, почти вертикальные, базальтовые дайки переходят в силлы, проникающие вдоль пластовых трещин в четвертичные эффузивно-туфогенные породы.

Аплитовые жилы встречаются в эндоконтактах гранитного массива у мыса Прасолова и оз. Валентины (о. Кунашир). Обычно это небольшие крутопадающие тела длиной 10—15 *м*, мощностью 1—2 *м*, простого строения. Структура пород аплитовая, в некоторых случаях переходная к пегматоидной; состав — плагиоклаз и кварц, количество последнего достигает 50%. Химические анализы аплитов приведены в табл. 44 (анализы 43, 44).

Плагиоаплиты, жилы которых рассекают гранитоидный массив хребта Вернадского на о. Парамушире, имеют аплитовую структуру и сложены кварцем, калиевым полевым шпатом, плагиоклазом и темноцветными минералами; последние содержатся в количестве 3—4% от

http://jurassic.ru/

Таблица 44

Химический состав жильных пород Курильских островов

№ п/п	Название породы и место взятия образца	Содержание, %													Сумма
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O	П.п.п.	
43	Аплит; остров Кунашир	78,23	0,24	12,77	0,89	0,84	—	1,18	0,30	5,09	0,28	0,03	0,25	0,65	100,53
44	Аплит; остров Кунашир, мыс Прасолова .	74,58	0,25	14,55	1,05	0,95	0,023	2,52	0,22	5,26	0,12	Следы	0,60	—	100,09
45	Плагиоаплит; остров Парамушир	71,85	0,42	13,73	2,16	1,17	0,07	2,39	0,96	2,42	3,77	0,12	0,96	—	100,02
46	Андезит; остров Парамушир	68,81	0,46	11,76	3,94	1,57	0,04	2,40	2,30	1,93	2,90	0,31	1,16	2,02	100,45
47	Плагиоаплит; остров Парамушир	67,84	0,68	14,51	2,63	2,19	0,13	4,10	1,52	2,56	2,97	0,15	1,01	—	100,29
48	Андезит; остров Парамушир	67,68	0,31	13,86	3,51	3,05	0,15	3,36	0,76	3,77	2,37	0,12	1,77	—	100,78
49	Кварцевый порфир, остров Кунашир . . .	66,83	1,07	13,60	2,06	2,45	0,08	2,90	1,81	3,61	2,72	—	0,37	2,62	100,11
50	Андезит; остров Парамушир	61,65	0,54	17,64	2,62	2,98	0,15	5,24	3,62	3,01	0,67	0,07	2,83	—	101,02
51	Андезито-базальт; остров Парамушир . .	55,65	0,36	17,62	4,42	3,52	0,21	7,92	3,17	2,56	1,18	0,12	3,60	—	100,33
52	Базальт; остров Парамушир	51,23	0,89	19,59	4,03	5,39	0,08	10,36	4,05	2,52	0,34	0,30	1,75	—	100,53
53	Лампрофир; остров Кунашир	48,65	0,74	19,52	0,99	10,24	0,09	0,88	8,22	5,10	0,47	0,18	5,20	—	100,86
54	Диабаз; остров Кунашир	48,62	0,79	17,37	3,59	8,03	0,13	6,12	8,72	1,47	0,15	0,13	0,27	4,92	100,54
55	Лампрофир; остров Кунашир	46,64	0,70	16,39	1,12	5,90	0,23	10,89	5,48	1,77	1,08	0,22	3,70	4,31	99,61
56	Диабаз; остров Итуруп	41,90	0,64	16,17	2,57	7,43	0,25	8,81	9,95	2,54	0,10	—	—	9,88	100,24

По данным Г. П. Вергунова (43, 46, 49, 53—56), И. П. Аверьянова (44), К. Ф. Сергеева (45, 47, 48, 50—52).

состава породы. Химический состав плагиоаплитов см. в табл. 44 (анализы 45, 47).

Дайки кварцевых порфиров встречаются довольно часто среди массивов неогеновых гранитоидов, реже в меловых и палеогеновых (?) отложениях островов Кунашира и Шикотана. Они секут гранитоиды, а также аплитовые жилы, образуя тела от 10—12 до 200 *м* в длину при мощности от 0,5 до 20 *м*. Простирание их большей частью северо-западное, падение близкое к вертикальному. В свежем изломе кварцевые порфиры светло-серые, с зеленоватым оттенком. Во вкрапленниках присутствуют кварц, реже плагиоклаз (олигоклаз и андезин), роговая обманка. Основная масса микрофельзитовая, состоит из кварца, полевого шпата и хлорита. Акцессорные минералы: сфен, циркон. Химический анализ кварцевого порфира см. табл. 44 (анализ 49).

Дайки лампрофиров прорывают неогеновые гранитоиды. Мощность их до 1 *м*, длина 150—170 *м*. Структура пород лампрофировая. Вкрапленники представлены пироксеном, почти нацело замещенным хлоритом, иногда их можно распознать лишь по характерным для пироксена формам. Реже в порфировых выделениях присутствуют плагиоклазы, сильно серицитизированные и пелитизированные. Основная масса породы полнокристаллическая и состоит из мелких зерен плагиоклаза и пироксена, тут же присутствует магнетит. Химический состав лампрофиров дан в табл. 44, анализы 53, 55.

Дайки диабазов являются наиболее распространенными. Они прорывают неогеновые гранитоиды о. Кунашира, а сами рассекаются жи-

Таблица 45

Химический состав экструзивных пород Курильских островов

№ п/п	Название породы и место взятия образца	Содержание, %														Сумма
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Cl	S	CO_2	H_2O	
57	Липарит; остров Кунашир, Горячий пляж . .	74,00	0,50	11,82	1,02	2,18	0,12	2,60	3,62	2,79	0,86	—	—	0,02	—	0,80	100,33
58	Липарит; остров Кунашир	73,83	0,25	12,70	1,79	0,39	0,02	2,57	0,73	3,10	3,04	0,10	—	—	0,59	—	100,45
59	Дацит; остров Кунашир, Центральный купол вулкана Головнина .	64,68	0,60	16,00	4,24	2,22	0,08	6,12	1,54	2,26	0,49	—	0,08	0,04	0,07	2,10	99,95
60	Андезито-дацит; остров Кунашир, подушечный купол вулкана Головнина	62,37	0,53	14,41	7,94	0,68	0,08	5,64	1,68	2,79	0,80	0,06	—	0,01	—	2,81	99,80
61	Андезит; остров Симушир, купол вулкана Заварицкого	58,51	0,80	18,48	3,01	5,41	0,17	8,02	3,50	2,90	0,97	—	—	—	—	0,31	100,18

По данным Е. К. Мархинина, 1959*а* (57, 59, 60), Г. П. Вергунова (58), Г. С. Горшкова, 1960*а* (61).

http://jurassic.ru/

лами андезитов. Галька диабазов встречается в базальных конгломератах среднемиоценовых отложений. На островах Итурупе и Парамушире жилы диабазов прорывают миоценовые и плиоценовые отложения. По-видимому, имеются разновозрастные диабазовые дайки. В некоторых случаях диабазовые жилы являлись корнями верхнетретичных и четвертичных покровных излияний. Жилы диабазов имеют длину от 20—30 до 200—250 *м* при мощности от 0,5—1 до 7—20 *м*. Падения их обычно крутые. Реже диабазами сложены небольшие штокообразные тела площадью до 0,5 *км*^{2}. Породы темно-серые, почти черные, иногда миндалекаменные. Структура их офитовая, реже порфировая с диабазовой структурой основной массы. Порода состоит из плагиоклаза (лабрадора), уралитизированного пироксена и редких зерен оливина. Из акцессорных примесей встречаются магнетит и апатит. Химические анализы этих пород приведены в табл. 44 (анализы 54, 56).

Дайки андезитов, андезито-базальтов и базальтов представляют собой молодые образования, они часто тяготеют к четвертичным эффузивам, иногда образуя серии жил с примерно одинаковыми мощностью и простиранием. Андезиты—порфировые породы с основной массой, состоящей из микролитов плагиоклаза, стекла и рудного минерала. Порфировые вкрапленники представлены плагиоклазом (андезин) и авгитом. Из акцессорных минералов обнаружен сфен.

Андезито-базальты обладают порфировой структурой с гиалопилитовой основной массой. Вкрапленники — плагиоклаз (битовнит) и моноклинный пироксен.

Структура базальтов порфировая с офитовой структурой основной массы во всех ее разновидностях: долеритовой, долерито-интерсертальной, диабазо-офитовой и собственно офитовой. Вкрапленники представлены плагиоклазом (битовнит), моноклинным и ромбическим пироксенами. Химический состав андезитов, андезито-базальтов и базальтов приведен в табл. 44 (анализы 46, 52).

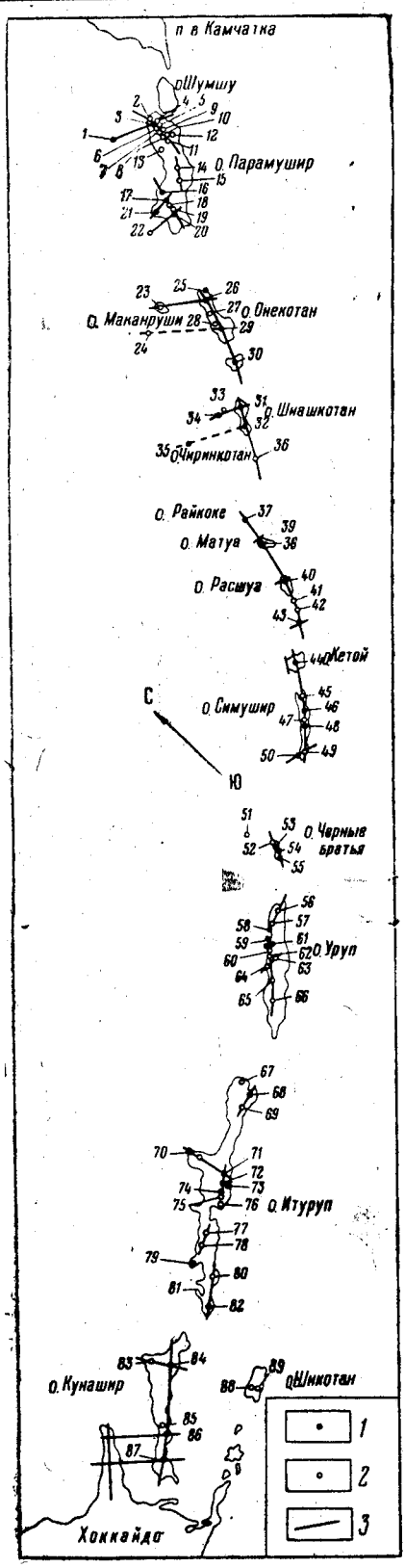
Липариты и дациты обычно слагают небольшие экструзивные купола по тихоокеанскому побережью о. Кунашира (мысы Горячий, Менделеева) и по охотскому и тихоокеанскому побережью о. Итурупа; несколько реже они встречаются на островах Урупе, Симушире и Парамушире. Небольшие жилы липаритов обнаружены среди гранитоидных интрузивов о. Кунашира. Купола и жилы липаритов и дацитов прорывают миоценовые и плиоценовые, часто также и четвертичные образования. На о. Кунашире намечается пространственная ассоциация с жилами липаритов полиметаллических рудных тел (месторождение Рудное). Е. К. Мархинин (1956б) отмечает приуроченность современных сольфатар к периферии экструзивных куполов вулканов Менделеева и Головнина.

Липариты представляют собой светлые афанитовые породы, часто с отчетливой флюидальностью. Структура их порфировая, реже витрофировая с кристаллитовой, иногда сферолитовой структурой основной массы. Во вкрапленниках присутствуют: олигоклаз, кварц, реже калиевый полевой шпат (ортоклаз или санидин?), иногда встречаются рудные минералы и апатит. Химический анализ липарита приведен в табл. 45 (анализы 57, 58).

Дациты также имеют порфировую структуру с гранулитовой структурой основной массы (слабо раскристаллизованное кислое стекло). Вкрапленники принадлежат плагиоклазу (андезину) и кварцу, реже роговой обманке. Химический состав дацита дается в табл. 45 (анализ 59).

Реже экструзивные купола бывают сложены андезито-дацитами и кислыми андезитами (см. табл. 45, анализы 60, 61).

http://jurassic.ru/



ОПИСАНИЕ ВУЛКАНОВ КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВОВ

Вулканическая дуга Курильских островов является двойной. Внешняя дуга сформирована небольшой цепочкой островов Малой Курильской гряды, продолжающейся к северо-востоку в виде подводного хребта Витязь. Во внешней дуге известно только два разрушенных вулкана предположительно четвертичного возраста. Современный вулканизм приурочен к внутренней дуге, образованной цепью островов Большой Курильской дуги. Несколько островов, причисляемых обычно также к Большой Курильской гряде, лежат вне общего ряда — к западу от основной дуги, образуя как бы подзону внутренней дуги (вулканы Алаид, Маканруши, Чиринкотан). Всего на Курильских островах насчитывается не менее 85 четвертичных вулканов[1], из которых 39 относятся к категории действующих, т. е. извергавшихся в историческое время или хотя бы проявивших фумарольную деятельность (рис. 110).

[1] Не считая третичных, а также четвертичных подводных.

Рис. 110. Карта вулканов Курильских островов. По Г. С. Горшкову

1 — действующие вулканы; *2* — потухшие вулканы; *3*—разломы, на которых расположены вулканы. Вулканы (цифры на карте): *1* — Алаид, *2* — Ветровой, *3* — Эбеко, *4* — Неожиданный, *5* — шлаковый конус Власова, *6* — Наседкина, *7* — Богдановича, *8* — Козыревского, *9* — Крашенинникова, *10* — Билибина, *11* — Вернадского, *12* — Левашова, *13* — Ферсмана, *14* — Арсеньева, *15* — Левинсона-Лессинга, *16* — Чикурачки, *17* — Татаринова, *18* — Ломоносова, *19* — Архангельского, *20* — кальдера Карпинского, *21* — Пик Фусса, *22* — Ширинки, *23* — Маканруши, *24*—Авось, *25*—Асырминтар, *26* — Пик Немо, *27* — Шестакова, *28* — Крыжановского, *29* — Пик Креницына (кальдера Тао-Русыр), *30* — Севергина (Харимкотан), *31*—Синарка, *32*—Кунтоминар, *33* — Восточный Экарма, *34*—Экарма, *35*—Чиринкотан, *36* — Каменные Ловушки, *37* — Райкоке, *38* — Пик Сарычева, *39* — Подводный, 1924 г., *40* — Расшуа, *41* — Карлик, *42* — Средний, *43* — Ушишир, *44* — Пик Палласа (кальдера Кетой), *45* — Уратман, *46* — Пик Прево, *47* — Иканмикот, *48* — кальдера Заварицкого, *49* — Мильна, *50* — Горящая сопка, *51* — Броутона, *52* — Чирпой, *53* — Черного, *54* — Сноу, *55* — Брат Чирпоев, *56* — Десантный, *57* — Антипина, *58* — Трезубец, *59*—Берга, *60* — кальдера Безымянная, *61*—Колокол, *62* — Борзова, *63* — Каврайского, *64* — Три Сестры, *65* — Рудакова, *66* — Ивао, *67* — Камуй, *68* — кальдера Медвежья, *69* — кальдера, *70* — Чирип, *71* — Баранского, *72* — Тебенькова, *73* — Мачеха, *74* — Иван Грозный, *75* — Мотоновури, *76* — Ребуншири, *77* — Буревестник, *78* — Стокап, *79* — Атсонупури, *80* — кальдера Урбич, *81* — кальдера Львиная Пасть, *82* — Берутарубе, *83* — Руруй, *84* — Тятя, *85*—Отдельный, *86* — Менделеева, *87* — кальдера Головнина, *88*—Ноторо(?), *89* — Томари(?)

http://jurassic.ru/

Вулканы образуют систему рядов, вытянутых в общем по простиранию дуги. Эти ряды не следуют точно вдоль направления дуги, а несколько косо секут ее, образуя ряд коротких кулис, отклоняющихся к северу от общего направления дуги. Особенно четко кулисообразное расположение вулканов выражено в центральной и северной ее частях. На крупных южных островах, где значительным распространением пользуются третичные породы, кулисы выражены хуже. Ряд третичных вулканов на о. Парамушире, образованный вулканами Левинсона-Лессинга и Арсеньева, имеет северо-восточное направление, отклоняясь примерно на 20° к востоку от почти меридионального простирания цепей четвертичных вулканов. Наряду с цепями вулканов, продольными

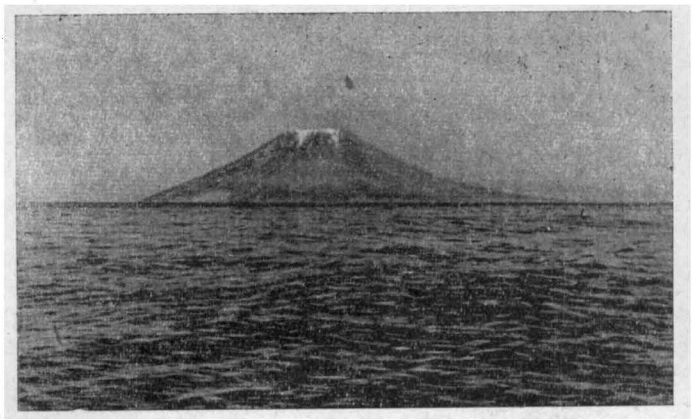


Рис. 111. Вулкан Алаид. Фото В. М. Никольского

к общему простиранию дуги, намечаются поперечные ряды северо-западного или близкого к широтному простирания. Свежесть вулканических форм, особенно подводного рельефа, и характер сил в очагах современных землетрясений позволяют считать, что поперечные ряды заложились позже, нежели продольные.

На Южной Камчатке отмечается такая же система продольных и поперечных рядов вулканов (Заварицкий, 1937), причем поперечные ряды ранее рассматривались, как обусловленные направлением Алеутской вулканической дуги. На Курильских островах поперечные ряды невозможно увязывать с весьма удаленными Алеутскими островами. Очевидно, система пересекающихся «продольных» и «поперечных» цепочек вулканов является общей закономерностью вулканических дуг, отображающей глыбовое строение земной коры в этих областях. Наиболее активные современные вулканы приурочены к поперечным рядам и особенно к пересечениям продольных и поперечных рядов. В этих «узлах» сосредоточены и наиболее длительно живущие вулканы, от раннечетвертичного времени, а иногда (кальдера Карпинского?), быть может, и от конца плиоцена до современной эпохи.

Форма и строение вулканов, характер их деятельности и состав пород весьма разнообразны. Ниже приводится краткое описание курильских вулканов. Некоторые сведения о составе пород и их петрохимических особенностях будут приведены после общего описания вулканов.

Вулкан Алаид (*1*) * самый северный и наиболее высокий среди вулканов Курильской гряды (2239 *м*). Это одиночный вулкан в форме сильно усеченного конуса (рис. 111). Подножие вулкана в плане представляет собой овал размером

* Цифры в скобках соответствуют номерам вулканов на рис. 110.

http://jurassic.ru/

13×17 *км*. Склоны вулкана имеют типичный профиль «логарифмической кривой» с уклоном до 30—35° в верхней части и до 3—4° в нижней. Вулкан поднимается прямо со дна моря, с глубин около 700 *м*, так что фактическая высота его достигает 3000 *м*. Вершинный кратер имеет диаметр 1,5 *км*.

Судя по немногим изученным образцам, породы, слагающие вулкан Алаид, — плагиоклазовые андезито-базальты и авгит-оливиновые базальты. В восточном секторе подножия вулкана расположена группа небольших шлаковых конусов. Несколько конусов имеется в западном секторе. Все эти конусы уже потеряли свежесть форм, утратили кратер и сильно заросли. Только один побочный кратер — Такетоми — возник сравнительно недавно — в 1933—1934 гг. Извержение началось как подводное на восточном склоне главного конуса, на глубине 20—50 *м*, затем новый побочный конус вырос до высоты почти 150 *м*. Извержение имело стромболианский характер с выбросом на высоту до 3 *км* массы шлаков и стекловатого пепла; кроме того, имели место излияния базальтовой лавы из кратера и из бокки у основания конуса. Извержения вершинного кратера зарегистрированы в 1790—1793, 1854, 1860 и 1894 гг. Побочное извержение 1933—1934 гг. не сопровождалось оживлением вершинного кратера. Однако отсутствие снега на внутренних склонах и частично на дне кратера центрального конуса позволяет думать о продолжающейся слабой термальной активности. В 1946 г. в кратере Такетоми наблюдались корочки возгонов сульфатов и по запаху определялся сернистый газ.

На о. Парамушир насчитывается до 20 вулканов (включая два предположительно третичного возраста —№ 14 и 15). Пять из них относятся к категории действующих. Большинство вулканов расположено в двух вулканических хребтах — Вернадского и Карпинского. В этих хребтах отдельные вулканические центры так тесно слиты друг с другом, что при наблюдении издали трудно, а иногда и невозможно выделить отдельные вулканы.

Четвертичные вулканические образования хребта Вернадского расчленяются В. Н. Шиловым, Р. М. Родионовой и В. И. Федорченко, главным образом на основании их взаимоотношений с ледниковыми формами рельефа, на три стратиграфических комплекса: доледниковый нижне-среднечетвертичный, межледниковый верхнечетвертичный и современный. Распространение этих комплексов показано на рис. 112.

В настоящее время в хребте Вернадского могут быть выделены восемь современных и более древних эруптивных центров, большинство которых располагается вдоль прямой линии почти меридионального направления.

Начинает эту цепь с севера вулкан Ветровой (*2*). Он прекратил деятельность еще в доледниковое время. Характерной особенностью вулкана Ветрового, отличающей его от всех других вулканов хребта Вернадского, является наличие около десятка паразитических кратеров. Последние расположены преимущественно на восточной стороне вулкана, как на его склонах, так и непосредственно на породах третичного фундамента. Продуктами деятельности паразитических кратеров вулкана Ветрового являются основные (с SiO_2 46,04—46,90%) базальты с крупными порфировыми выделениями плагиоклаза (№ 70—90), оливина и моноклинного пироксена (авгита) в микродолеритовой основной массе. Это наиболее основная лава из известных на Курильских островах.

Вулкан Эбеко (*3*) тесно слит на севере с массивом Ветровым. Это действующий вулкан сложного строения типа Сомма—Везувий. Внешняя сомма вулкана сложена доледниковыми лавами с подчиненным количеством туфов. Она представляет собой несколько изолированных вершин, расположенных полукольцом диаметром 3—5 *км*. Нижняя часть доледниковых образований представлена роговообманковыми двупироксеновыми дацитами с содержанием кремнекислоты от 63 до 63,92% *. Выше лежат базальты с SiO_2 46—52%.

Вершинные кратеры имеют близкие размеры (300—350 *м* в диаметре по гребню кратера и около 200 *м* по дну). Дно северного кратера частично занято холодным озером. Фумарольная деятельность здесь почти отсутствует. Центральный, наиболее активный кратер заполнен озером, температура воды в котором изменяется от 30—35 до 60—65°, а глубина достигает 20 *м*. Со дна озера поднимаются многочисленные газовые выходы, создавая иллюзию кипения. Множество сольфатар, отлагающих серу, расположено по берегам озера и на внешних склонах средней части конуса. Дно

* Возможно, выходы этих пород относятся не к стратифицирующимся образованиям, а к дайкам или экструзивным куполам. — *Прим. ред.*

http://jurassic.ru/

третьего, южного кратера на 40—50 *м* возвышается над уровнем озера. В настоящее время этот кратер сухой, только в центре его выходит мощный бурлящий ключ, выбрасывающий вместе с газами брызги воды на 1—2 *м* вверх при температуре 93,5°. Обращает внимание значительная минерализация воды этого ключа (более 40 *г/л*), в том числе Cl 18,22 *г/л*, SO_4'' 16,78 *г/л*; из катионов преобладает натрий.

Извержения вулкана Эбеко зарегистрированы в 1793 и 1859 гг. Последнее извержение происходило в 1934—1935 гг.; оно имело вулканский характер, с выбросом темных туч пепла до высоты 1500 *м* над кратером. В окрестностях кратера выпадали многочисленные, иногда очень крупные, бомбы типа «хлебной корки» (рис. 113).

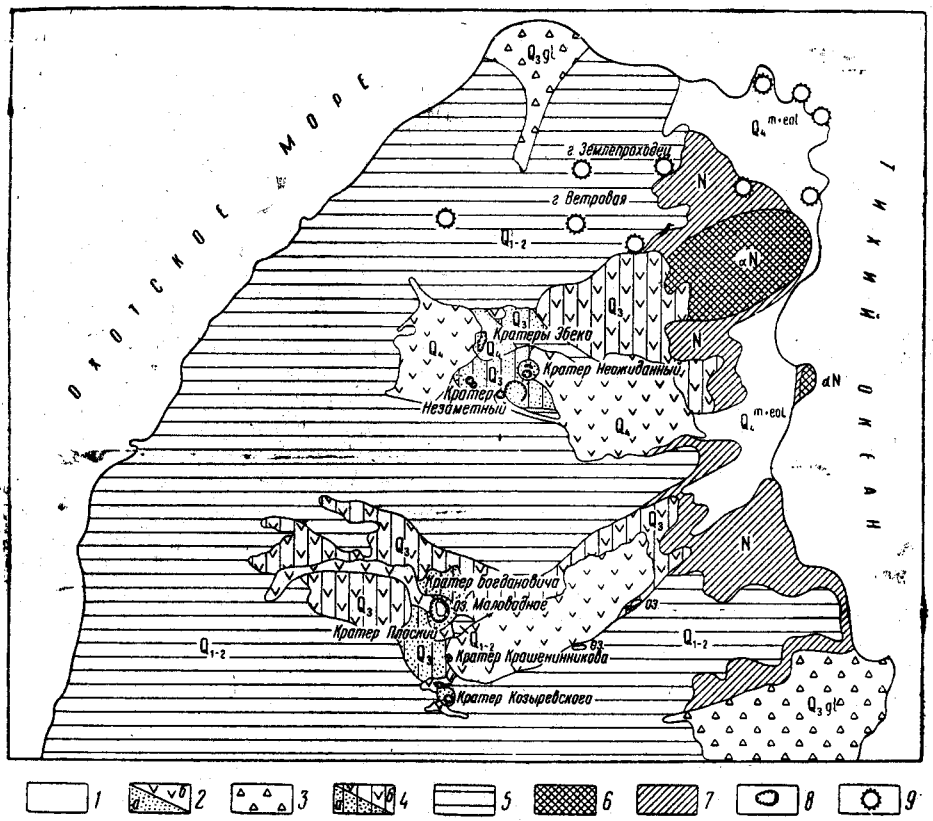


Рис. 112. Геологическая схема северной части о. Парамушира. По Р. И. Родионовой, В. И. Федорченко и В. Н. Шилову

1 — современные морские и эоловые отложения; *2* — современные вулканические образования (*а* — обломочные, *б* — эффузивные); *3* — верхнечетвертичные ледниковые отложения (морены); *4* — верхнечетвертичные (межледниковые) вулканические образования (*а* — обломочные, *б* — эффузивные); *5* — нижне-среднечетвертичные (доледниковые) вулканические породы; *6* — субвулканические тела андезитов и диабазов; *7* — неогеновые нерасчлененные отложения; *8* — кратеры и воронки взрыва; *9* — паразитические кратеры вулкана Ветрового

В 1,5 *км* к юго-западу от линии кратеров Эбеко расположен побочный кратер Неожиданный (*4*). Конус вулкана Неожиданного имеет относительную высоту до 200 *м* (около 1070 *м* над уровнем моря). Диаметр хорошо сохранившегося кратера около 200 *м*, глубина до 30 *м*.

К юго-западу от Неожиданного расположен большой эксплозивный кратер Власова (*5*), открытый к юго-востоку; окрестности этого кратера усеяны бомбами типа «хлебной корки». Рядом находится крупная воронка, на дне которой имеется небольшой конус с мелким, но широким кратером. Из этого кратера вниз по долине спускается длинный язык лавового потока.

Приблизительно в 5 *км* к югу от Эбеко над небольшой седловинкой расположены остатки проблематического древнего (доледникового) вулкана Наседкина (*6*). Следов кратера не сохранилось и на существование древнего эруптивного центра указывает, по В. М. Никольскому и Г. С. Горшкову, только периклинальное залегание пластов лавы. Наивысшая точка возвышенности Наседкина достигает 1152 *м* над уровнем моря. В. Н. Шилов, Р. М. Родионова и В. И. Федорченко (1961 г.) отрицают существование здесь вулкана.

http://jurassic.ru/

Небольшое понижение отделяет вулкан Наседкина от вулкана Богдановича (7). Вулкан представляет собой участок древнего вулканического плато высотой 1000—1050 *м*, на поверхности которого находится крупный эксплозивный кратер без следов насыпного конуса (маар). Диаметр маара 400—500 *м*, глубина около 40 *м*; дно занято озером Маловодным. В 0,5 *км* к югу от маара Богдановича на том же плато расположен еще один небольшой маар, дно которого теперь заболочено. Северо-восточный угол плато вулкана Богдановича вскрыт большим цирком, в стенках которого обнажены породы, сильно измененные гидросольфатарными процессами. По всей вероятности, это сильно разрушенный боковой эксплозивный кратер.

Неглубокая седловина отделяет плато Богдановича от вулкана Козыревского (8). Это большой насыпной конус, расположенный на остатках более древнего лавового плато, над которым он возвышается на 100—150 *м* (абс. высота около 1160 *м*). Кратер имеет вид полностью замкнутой воронки глубиной до 100 *м*. Конус сложен преимущественно обломками старых лав, без заметной примеси свежего вулканического материала. У подножия конуса с севера расположены две слившиеся боковые воронки взрыва. Западная воронка занята озером; на восточном краю второй воронки обращает на себя внимание громадная эксплозивная глыба объемом свыше 100 $м^3$, поверхность которой имеет характерный вид «хлебной корки». Рядом расположена лавовая бокка, откуда далеко вниз к Тихому океану спускается поток глыбовой лавы.



Рис. 113. Вулканическая бомба на склоне вулкана Эбеко. Фото Классова

К востоку от седловины между вулканами Богдановича и Козыревского, на высоте около 950 *м*, расположен кратер Крашенинникова (9). Он представляет собой два вложенных один в другой конуса, разделенных небольшим понижением (тип Сомма—Везувии в миниатюре). Кратер внешнего конуса открыт к востоку; он дал многочисленные потоки глыбовой лавы, спускающиеся к Тихому океану. Внутренний конус имеет кратер диаметром 250—300 *м* и глубиной до 50 *м*; в западной части дна кратера расположена глубокая (до 100 *м*) эксплозивная воронка.

На расстоянии около 5 *км* к югу от конуса Козыревского расположен вулкан Билибина (10) с абс. отметкой вершины около 1080 *м*. Из кратера вулкана к востоку спускается длинный поток андезитовой глыбовой лавы. В лавах встречаются гомеогенные включения диоритов.

В основании вулкана обнажаются пластообразные метасоматические серные залежи, на склонах имеются сольфатарные отложения серы. Очень слабая сольфатарная деятельность вулкана, судя по выделениям сероводорода и сернистого газа по трещинам, проявляется и сейчас.

Заканчивает эту цепь вулканов на юге вулкан Вернадского (11) — сложный массив с остатками эксплозивных кратеров. Наивысшей точкой вулкана (1184 *м*) является андезитовый экструзивный купол.

К востоку от вулкана Вернадского расположен сильно разрушенный конус вулкана Левашова (12), высотой 857 *м*. Его лавовые потоки формируют часть прибрежного лавового плато.

К западу от вулкана Вернадского на 1052 *м* возвышается еще не исследованный вулкан Ферсмана (13); по-видимому, это центральный конус, расположенный в древней кальдере.

Третичная кальдера Арсеньева, 894 *м* (14) и третичный же вулкан Левинсона-Лессинга, 818 *м* (15) сильно разрушены и потеряли облик вулканических сооружений.

Вторая цепь четвертичных вулканов о. Парамушира — хребет Карпинского — расположена в юго-западной части острова. Здесь сосредоточено не менее пяти вулканов, из которых три действующих.

Начинает эту цепь с севера вулкан Чикурачки (16). Издали с северной или восточной стороны этот вулкан кажется правильным конусом, поднимающимся от уровня моря до высоты 1817 *м* (это третий по высоте вулкан в Курильской гряде),

http://jurassic.ru/

В действительности же действующий конус Чикурачки расположен на высокой древней вулканической постройке и имеет относительную высоту всего 250 *м*. Конус сложен с поверхности рыхлыми шлаками, покров которых заполнил все неровности древнего рельефа и, спустившись относительно маломощным слоем до уровня моря, создал иллюзию высокого правильного конуса. Кратер имеет диаметр 450 *м*, глубину до 200 *м* (рис. 114).

Мощное извержение вулкана Чикурачки произошло в декабре 1853 г. Оно характеризовалось выбросом очень большого количества шлаков, которые покрывают теперь поверхность конуса и распространены в окрестностях вулкана. Так, в пос. Шелихово, в 12 *км* от вулкана, мощность шлаков составляет 40 *см*, мелкие лапилли и песок встречены на расстоянии до 50 *км* от вулкана в виде слоя мощностью в 1 *см*. Общий объем пирокластического материала извержения 1853 г. оценивается приблизительно в 1 $км^3$. Вероятно, после выброса шлаков в юго-восточном направлении излился боль-

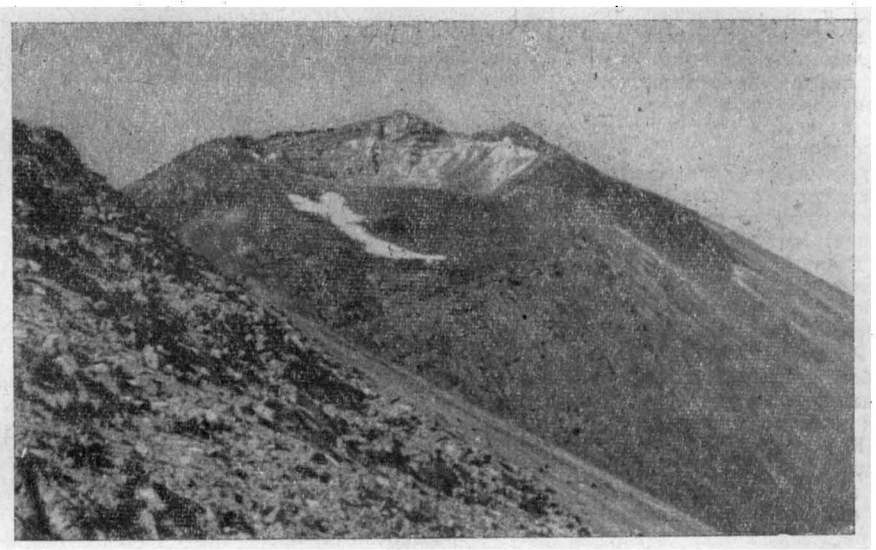


Рис. 114. Кратер вулкана Чикурачки. Фото Г. С. Горшкова

шой лавовый поток; затем сила извержения ослабела, но продолжалось оно до 1859 г. За это время был насыпан внутренний конус.

В 1953 г. в южной части кратера вдоль многочисленных трещин на гребне насыпного конуса парили низкотемпературные фумаролы (60—80°). Весь этот участок был покрыт сплошной коркой разноцветных глин и выцветов. Весной 1958 г. произошло слабое эксплозивное извержение. Тонкий слой пепла выпал на юго-восточном побережье острова, на расстоянии 25—30 *км* от вулкана. Разрезы почвы в пос. Шелихово обнажают еще два слоя шлаков (40—30 *см* мощностью), свидетельствующих о том, что через промежутки в несколько столетий вулкан Чикурачки имеет катастрофические стромболианские извержения.

К югу от вулкана Чикурачки за небольшой седловиной находится сложный массив вулкана Татаринова (*17*) высотой 1593 *м*. На его вершине и склонах имеется несколько кратеров различного размера. Глубина главного вершинного кратера достигает 150 *м*. На восточном склоне вулкана, на высоте около 1000 *м* располагается мощное сольфатарное поле; наряду с выходами газов здесь имеются кислые источники и бурлящие ключи, выбрасывающие струи воды на высоту в 2—3 *м*. По-видимому, здесь был боковой эксплозивный кратер, заполненный теперь продуктами сольфатарной деятельности. Извержения вулкана Татаринова в историческое время неизвестны. В разрезе почвы между двумя верхними слоями шлаков вулкана Чикурачки зажат характерный слой желтого пепла вулкана Татаринова. Возможно, этот прослой знаменует образование внутреннего конуса. Произошло это извержение 200—300 лет тому назад.

Неглубокая выемка отделяет вулкан Татаринова от вулкана Ломоносова (*18*). Это сложный вулкан: в доледниковой сомме поднимается сравнительно небольшой центральный конус, возвышающийся на 250 *м* над уровнем соммы (1682 *м* над уровнем моря).

http://jurassic.ru/

Южнее расположен сильно разрушенный ледниками вулкан (кальдера) Архангельского (*19*). Абсолютная высота 1463 *м*. В послеледниковое время он не возобновлял деятельности.

Последний вулкан этой цепи — кальдера Карпинского (*20*). Наружные склоны массива сильно разрушены эрозионными процессами (в частности ледниковыми), и при наблюдении с востока и юга не создается впечатления вулкана. С запада видна широкая (до 5 *км*) кальдера, прорванная долиной р. Стрелы. Во внутренних обрывах кальдеры обнажаются пластообразные метасоматические серные залежи.

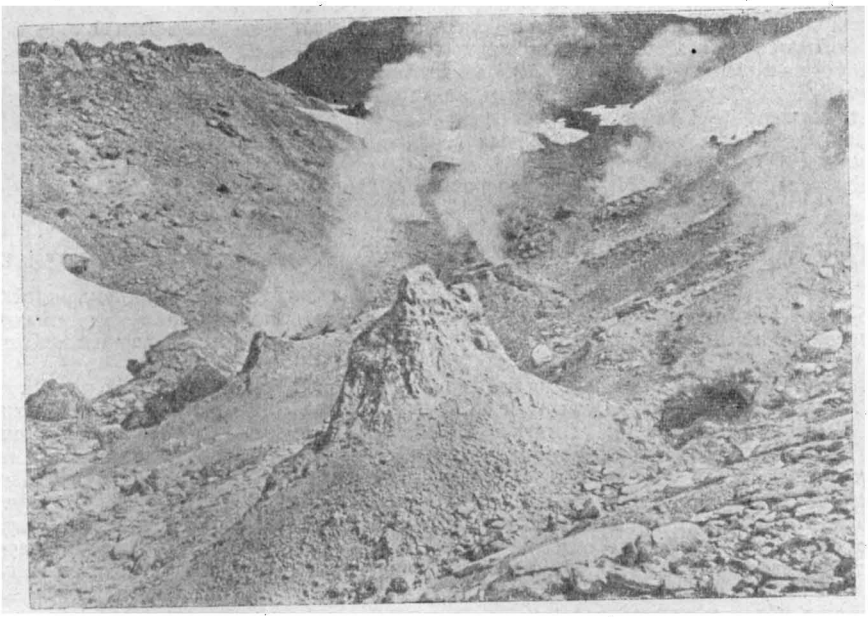


Рис. 115. Фумаролы в кальдере Карпинского. Фото Г. С. Горшкова



Рис. 116. Вулкан Фусса. Фото Г. М. Власова

В историческое время известен только один слабый взрыв в боковом конусе — после сильного землетрясения 5 ноября 1952 г. После этого взрыва фумарольная деятельность резко усилилась (рис. 115).

Последний вулкан о. Парамушира — Пик Фусса (*21*). Это единственный одиночный вулкан на острове. Он образует отдельный полуостров у юго-западного побережья Парамушира в виде полукруга диаметром около 9 *км*. Пик Фусса представляют собой правильный, красивый усеченный конус высотой 1722 *м* (рис. 116). На вершине расположен кратер диаметром до 700 *м* и глубиной 300 *м*. Известно

http://jurassic.ru/

одно извержение — в июле 1854 г. По непроверенным сведениям, сейчас вулкан иногда слабо дымит.

Остров Ширинки является одиночным вулканом. Сильно усеченный конус вулкана Ширинки (*22*) имеет в основании форму неправильного круга 3—3,5 *км* в диаметре. Вершинный кратер, диаметром около 1 *км*, окруженный венцом скал, уже сильно разрушен, хотя гребень его и сохранился. С северо-востока к современному конусу примыкает небольшой остаток более древней вулканической постройки. В береговых обрывах обнажены темные лавы, а местами — скопления обломков пемзы.

Вулкан Маканруши (*23*), составляющий одноименный остров размером 6×9 *км*, является сильно разрушенным кальдера-вулканом. После образования кальдеры диаметром 3—4 *км* вулкан уже не возобновлял деятельности; гребень кальдеры разделен эрозией на ряд изолированных вершин. Наивысшая точка острова достигает 1169 *м*.

Скалы Авось (*24*) — это вершина подводного вулкана, возвышающегося всего на 34 *м* над уровнем моря.

Остров Онекотан несет пять вулканов, из них три действующих.

Вулкан Асырминтар (*25*) — невысокий стратовулкан, расположенный на северо-восточной оконечности острова. Он возвышается всего на 350 *м* над прилегающей равниной или на 570 *м* над уровнем моря. Имеются сведения о его извержениях в первой половине XVIII столетия и в 1938 г.[1].

Пик Немо (*26*) — центральный конус большой, сильно разрушенной кальдеры Амка-Усыр. Гребень кальдеры и ее внешний склон сохранились только в южной части. Высшая точка гребня достигает 537 *м*. Лавы соммы — двупироксеновые андезиты. Кальдера несколько вытянута в меридиональном направлении, размеры ее 8×9 *км*, глубина до 500 *м*. Пик Немо расположен несколько эксцентрично, ближе к северо-западной части кальдеры, и здесь остатки кальдеры тесно слиты с конусом. Широкое атрио на юге представляет собой заболоченную равнину, а на северо-востоке занято большим бессточным озером Черным (2×4 *км*). Оба участка атрио широко открыты к северо-западу. Пик Немо имеет форму красивого, слегка усеченного конуса. Диаметр основания его 5 *км*, высота 1018 *м* над уровнем моря или 946 *м* над уровнем оз. Черного. Склоны конуса ровные, без больших эрозионных рытвин. Диаметр современного кратера — около 100 *м*. Извержения Пика Немо известны в XVIII столетии и в 1906 г.; они имели стромболианский характер. В настоящее время на вершине наблюдается слабая фумарольная деятельность.

Среднюю часть о. Онекотана занимает древний (возможно даже третичный), сильно разрушенный вулкан Шестакова (*27*) высотой до 702 *м*.

В южной половине о. Онекотана, у подножия кальдеры Тао-Русыр, располагается небольшой базальтовый кальдера-вулкан Крыжановского (*28*). Его кальдера, диаметром около 4 *км*, открыта к северо-западу. Южную, расширенную часть острова занимает сомма кальдеры Тао-Русыр с активным центральным конусом — Пиком Креницына (*29*). Сомма, сложенная пироксеновыми андезитами, андизто-базальтами и базальтами, образует пологий щитообразный вулкан с углами склонов от 7 до 14°. Диаметр подножия соммы достигает 15—18 *км*. На вершине расположена полностью замкнутая кальдера диаметром 7,5 *км*. Высота гребня кальдеры достигает в юго-западной части 920 *м*, снижаясь к северу до 540 *м*. Вершинный кратер имеет диаметр до 350 *м* и глубину до 100 *м*. На северо-восточном склоне конуса на высоте около 900 *м* открывается старый боковой эксплозивный кратер диаметром 600—700 *м*. Рядом на восточном склоне расположен боковой эксплозивный кратер 1952 г.; размер его 500×700 *м*.

Пик Креницына в XIX столетии проявлял слабую перемежающуюся сольфатарную деятельность. В 1952 г. произошло бурное извержение, которое началось на восточном склоне через вновь образовавшийся боковой кратер. Затем место взрывов переместилось к основанию конуса, где позже выдавился экструзивный купол. Сейчас вулкан проявляет фумарольную деятельность на восточном краю вершинного кратера, в боковом кратере 1952 г. и у подножия восточного склона конуса, близ лавового купола.

Кратер Севергина (*30*) представляет собой центральный конус кальдеры Харимкотан, образующей одноименный остров размером 8×12 *км*. Сомма имеет в плане форму овала размером 7×10 *км*. Сложена она гиперстеновыми и двупироксеновыми андезитами. Восточный склон соммы прорезан широкой и глубокой выемкой, в устье которой находится огромный конус выноса, образующий полукруг радиусом 3 *км*.

На вершине расположена кальдера диаметром около 1,5 *км*, широко открытая к востоку. Высшая точка кальдеры (и всего вулкана) достигает 1144 *м*. На светлом фоне кальдеры резким контрастом выделяется центральный конус — кратер Север-

[1] Последними работами на Курильских островах существование этого вулкана поставлено под сомнение. — *Прим. ред.*

http://jurassic.ru/

гина. Центральный конус имеет высоту около 900 *м*; на его вершине расположен широкий, но очень мелкий блюдцеобразный кратер. Сильное извержение вулкана происходило в 1713 г. (это первое зарегистрированное извержение на Курильских островах), далее известны извержения в 1846, 1848(?) и 1883 гг. Слабые выбросы пепла имели место в 1931 г. До 1933 г. центральный конус возвышался на 1213 *м* над уровнем моря и почти на 100 *м* над гребнем соммы. Крузенштерн дал ему название «Пик Севергина». В январе 1933 г. произошло катастрофическое извержение, Пик Севергина был почти целиком взорван. Взрыв сопровождался, видимо, мощными горячими лавинами, которые уничтожили всю растительность в восточной части острова. Эти отложения были теплыми еще летом 1933 г., от них поднимался пар. Сейчас вулкан проявляет постоянную фумарольную деятельность.

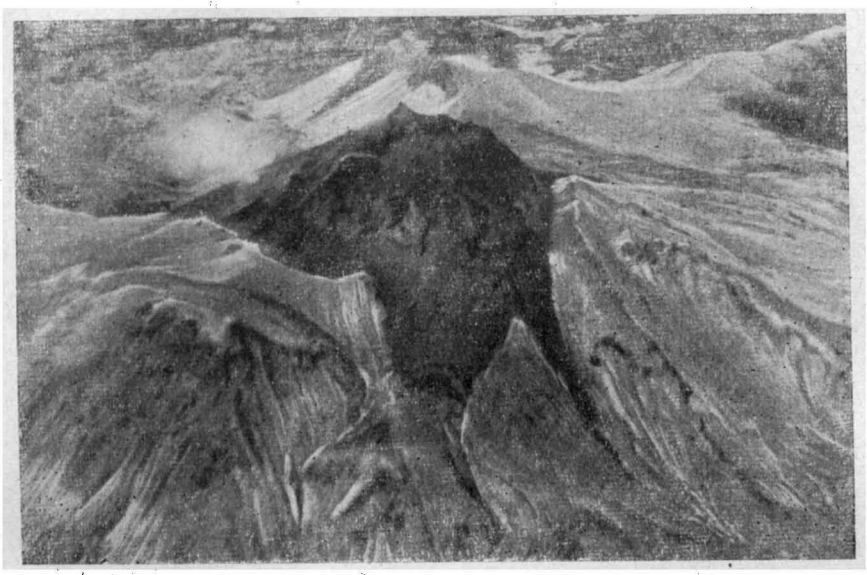


Рис. 117. Купол вулкана Синарка. Фото Г. С. Горшкова

Остров Шиашкотан представляет собой два отдельных вулканических массива, соединенных невысокой (140 *м*) перемычкой.

Вулкан Синарка (*31*) формирует северную часть о. Шиашкотана. Это довольно сложный вулкан. Древний пологий вулканический конус с первоначальным диаметром около 20 *км* разбит двумя пересекающимися разломами северо-восточного и почти широтного направлений. Юго-восточный и северо-западный участки вулкана опустились, образовав два секторных грабена. Размер массива 8×12 *км*; наивысшая точка старой постройки достигает 898 *м*. Современная деятельность сосредоточилась в месте пересечения двух разломов. Здесь расположен небольшой конус, из кратера которого выступает экструзивный купол (рис. 117); агломератовая мантия его почти полностью перекрыла гребень кратера и спускается во многих местах по склонам конуса. Плоская вершина купола (934 *м* над уровнем моря) покрыта хаотическим нагромождением скал. Извержения Синарки известны в первой половине XVIII в., в 1846 и 1855 гг. В настоящее время на границе кратера и купола поднимаются дымки фумарол, здесь имеются отложения серы. На острове есть горячие источники.

Вулкан Кунтоминар (*32*) занимает южное расширение о. Шиашкотана. Он имеет в плане очертания овала размером 6×7 *км*. Наивысшая точка массива достигает 828 *м* над уровнем моря. В западной части массива находится кальдера диаметром более 2 *км*, открытая в виде полукольца к западу. К восточной стенке кальдеры прислонен небольшой пирокластический внутренний конус. Диаметр его кратера около 300 *м*, глубина 150—200 *м*. Западная часть конуса прорезана до дна кратера ущельем, по которому течет горячий серный источник. На дне и по склонам кратера расположены многочисленные сольфатары, имеются отложения серы. Известно извержение Кунтоминара в 1872 г., когда была разрушена деревня айнов, лежащая в 3 *км* к северу от вершины. В настоящее время интенсивная фумарольная деятельность проявляется только во внутреннем конусе.

http://jurassic.ru/

Остров Экарма состоит из двух теснослившихся вулканов, которые образуют широтно вытянутую группу.

Вулкан Восточный Экарма (*33*) занимает восточную часть острова. Это сильно разрушенный конус высотой до 796 *м*, сложенный по-видимому, двупироксеновыми андезитами и андезито-базальтами. В вершинной части, где еще сохранились остатки гребеня кратера, все породы обесцвечены когда-то интенсивными гидро-

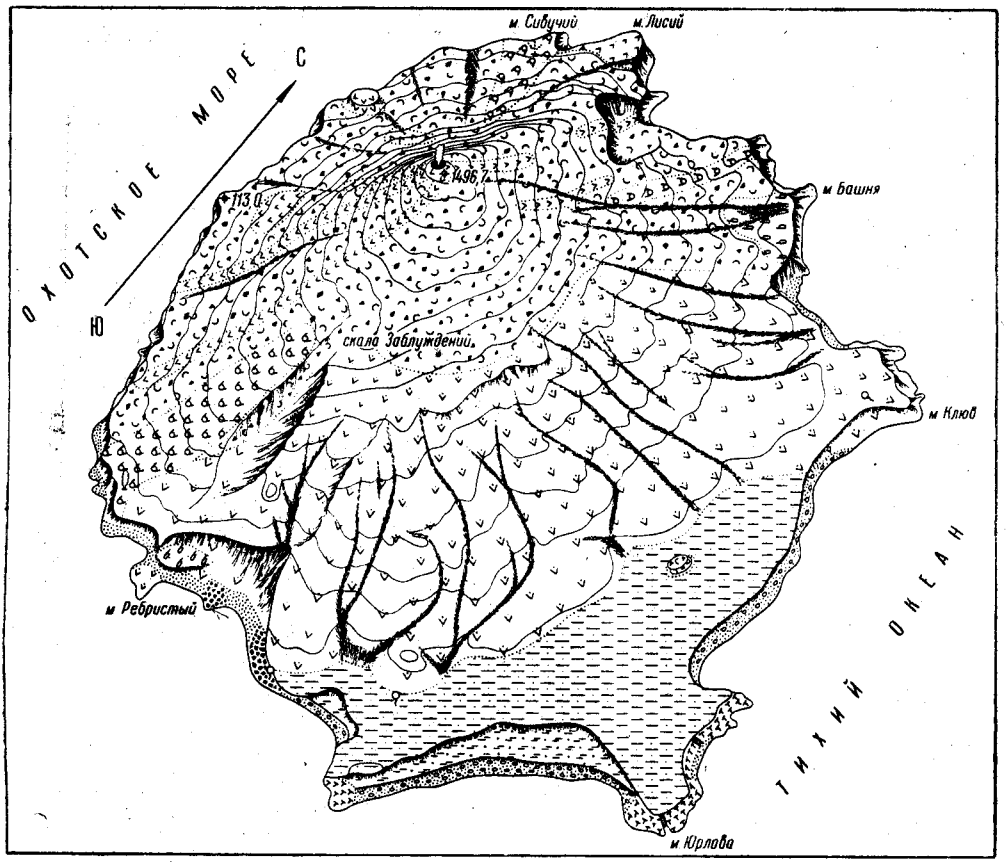


Рис. 118. Блок-диаграмма вулкана Пик Сарычева. По Е. К. Мархинину и Л. А. Семенову

1 — комплекс третичных (миоценовых) пород; *2* — дайки базальта и дацита (миоценовые?) *3*—рыхлые отложения, покрывающие 15—20-метровую морскую террасу; *4* — лавы древних извержений вулкана Сарычева; *5* — молодые лавы вулкана Сарычева; *6* — рыхлые образования юного конуса вулкана Сарычева (шлаки и обломки лавы); *7* — отложения палящих туч и горячих лавин; *8*—вулканогенно-пролювиальные отложения и отложения грязевых потоков; *9* — песчаные образования, слагающие трехметровую морскую террасу; *10* — пески на морских пляжах; *11* — пески и галька на морских пляжах; *12* — крупные обломки и глыбы лавы на морских пляжах; *13* — места недавней фумарольной деятельности; *14* — действовавшие фумаролы осенью 1960 г.; *15* — источники подземных вод; *16* — условные геологические границы

сольфатарными процессами. В настоящее время вулкан фумарольной деятельности не проявляет.

Вулкан Экарма (*34*) образует слабо усеченный конус диаметром около 5 *км*. Ранее вулкан имел вершинный кратер диаметром около 800 *м* на высоте порядка 900 *м*. Современная высота 1170 *м*. Извержения Экармы известны в 1767—1769 гг. В первой половине XIX в. вулкан проявлял фумарольную деятельность; в настоящее время он спокоен. На северном берегу острова имеются горячие источники.

Вулкан Чиринкотан (*35*) представляет собой остров высотой над уровнем Охотского моря до 724 *м*. Вулкан поднимается прямо со дна моря с глубин около

http://jurassic.ru/

2000 *м*, и его действительная высота равна примерно 2700 *м*. Очертания острова имеют в плане форму неправильной окружности диаметром около 2,5 *км*. Вулкан сильно усечен, его вершинный кратер достигает 1 *км* в диаметре. По краям кратера располагаются выходы мощных фумарол и наблюдаются их отложения. Глубина амфитеатра кратера достигает 300—400 *м*. В XVIII столетии Чиринкотан проявлял активную фумарольную деятельность, между 1878 и 1889 гг. Здесь отмечались излияния лавы. В первой половине XX в. вулкан, по-видимому, был спокоен, а с 1953 г. возобновил мощную фумарольную деятельность.

Скалы Каменные Ловушки (*36*) представляют собой остаток старого, давно потухшего вулкана, возвышающегося всего на 42 *м* над уровнем моря.

Вулкан Райкоке (*37*) имеет форму усеченного конуса, поднимающегося из вод моря на высоту 551 *м* (около 2500 *м* над дном моря). Диаметр основания на уровне моря 2—2,5 *км*. На вершине расположен замкнутый кратер диаметром около 700 *м* и глубиной до 200 *м*. Стенки кратера крутые и в обрывах обнажена типичная картина стратовулкана. Сильное извержение Райкоке было в середине XVIII столетия. В 1778 г. произошло катастрофическое извержение, при котором погибло 15 человек; была взорвана верхняя треть острова, а очертания его неузнаваемо изменились. В 1880-х годах глубина кратера не превышала 60 *м*. В 1924 г. вновь произошло сильное извержение, которое сильно углубило кратер и изменило очертания острова. В настоящее время вулкан спокоен.

Пик Сарычева (*38*) — один из самых активных вулканов Курильских островов — является юным конусом вулкана, формирующего изолированный о. Матуа. Юго-восточная часть острова занята старой вулканической постройкой, сложенной пироксеновыми андезитами и их туфами, а южный конус — Пик Сарычева — занимает его северо-западную часть (рис. 118). Пик Сарычева имеет красивую правильную коническую форму со слабо усеченной вершиной. Диаметр кратера вулкана 250 *м* (рис. 119). Глубина кратера в 1954 г. достигала 200 *м*. На склонах вулкана имеются многочисленные свежие потоки андезитовой лавы и мощные отложения горячих каменных лавин (агломератовых потоков) и палящих туч (раскаленных лавин). Отложения каменных лавин представляют собой груды крупных (в среднем порядка 0,5 *м* в поперечнике) полуокруглых андезитовых глыб (рис. 120).

Извержения Пика Сарычева сравнительно часты. Они проявляются в различных формах и с различной силой. Очень сильное извержение было в 60-х годах XVIII в. Зимой 1878—1879 гг. происходило спокойное излияние лавы по северо-восточному склону вплоть до берега моря. Эксплозивное извержение произошло в 1928 г. и сопровождалось ливнем лапиллей и бомб в окрестностях кратера. Кратковременное, но очень сильное извержение имело место в 1930 г. Одно из наиболее сильных извержений происходило с 9 по 19 ноября 1946 г. Оно началось сравнительно слабыми эксплозиями типа Вулкано, затем перешло в стромболианскую фазу и наконец закончилось выбросом колоссальных раскаленных лавин, напоминая тип Суриера. Отложения раскаленных лавин заметно изменили очертания западной половины острова. Слабые выбросы пепла и освещение над кратером имели место в 1954 г. Единичный, но относительно сильный взрыв, выбросивший тучу обломков и пепла, произошел в 1960 г. Вулкан проявляет постоянную фумарольную деятельность как в кратере, так и на молодых агломератовых потоках. В конце 1960 г. температура пара на агломератовом потоке у южного берега острова, по данным Е. К. Мархинина, была 70°. Конденсат пара имел pH 4,5 и в нем определено содержание Cl 0,041 *г/л* и SO_4'' 0,61 *г/л*; у кратера имеются отложения серы, выцветы сульфатов.

Подводное извержение 1924 г. (*39*). В этом описании не затронуты подводные вулканы Курильских островов, число которых достигает нескольких десятков. Исключение сделано для зарегистрированного 15 февраля 1924 г. подводного извержения, происходившего недалеко от берега о. Матуа. Извержение произошло на глубине около 150 *м*.

Вулкан Расшуа (*40*) образует одноименный остров размером 6×13 *км*. Это сложный вулкан типа Сомма—Везувий. В средней части острова возвышается сложный, трехвершинный центральный конус диаметром около 6 *км*, который почти полностью заполнил полость кальдеры. На северо-западе острова расположен еще один конус — гора Развал (736 *м*); его кратер диаметром до 300 *м* открыт к Охотскому морю. Известно извержение вулкана в 1846 г. Резкое усиление фумарольной деятельности отмечалось в 1946 г. В октябре 1957 г. произошло слабое извержение. Вулкан проявляет постоянную фумарольную деятельность. На западном берегу острова выходят горячие источники.

Скала Карлик (*41*), возвышающаяся на 1 *м* над водами пролива Среднего, является вершиной подводного вулкана. Остальные края кратера образуют кольцо подводных рифов.

Скалы Среднего пролива (*42*) также представляют собой вершину подводного вулкана; самая высокая скала поднимается над водой на 27 *м*.

Острова Ушишир (два острова — Рыпонкича и Янкича) составляют один вулкан Ушишир (*43*), который когда-то имел вид пологого щитообразного вулкана диаметром до 10 *км*. Северный остров — Рыпонкича — является остатком под-

http://jurassic.ru/

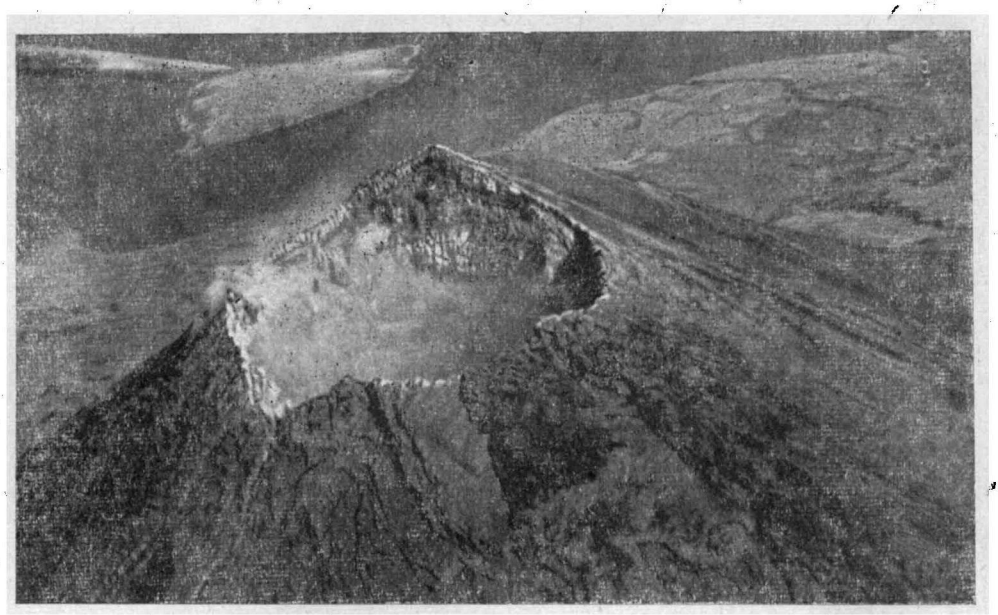


Рис. 119. Кратер вулкана Пик Сарычева

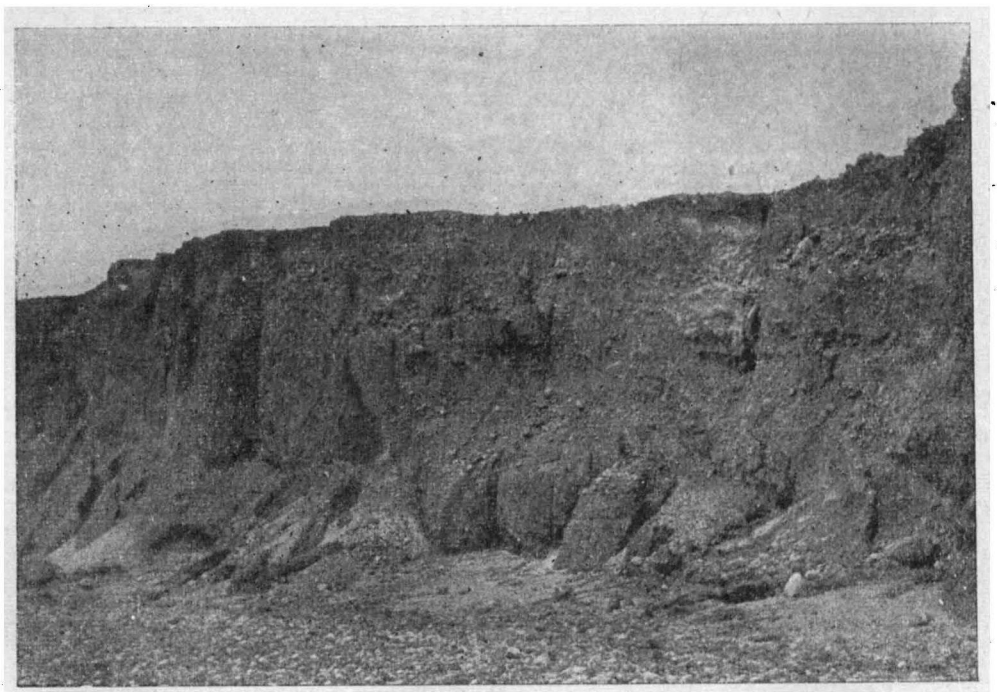


Рис. 120. Отложения горячих лавин извержения 1946 г. на о. Матуа.
Фото Г. С. Горшкова

http://jurassic.ru/

ножия соммы, его ровная поверхность поднимается от 20 *м* на севере до 130 *м* на юге. Остров Янкича — остаток прикратерной части соммы — образует крутой кольцевой хребет, окружающий кальдеру диаметром 1,6 *км*. Южная часть стенки кальдеры прорвана и в ней образовалась бухта диаметром около 1 *км* и глубиной до 58 *м*. Наивысшая точка гребня кальдеры достигает 401 *м*.

У юго-восточной стенки кальдеры на низком песчаном берегу, у самого уровня воды, расположено гнездо мощных фумарол, которые действуют непрерывно с XVIII столетия; у фумарол наблюдаются отложения серы. Достоверных извержений вулкана не отмечено, однако есть основания полагать, что слабые взрывы происходили здесь в XVIII в., фреатический взрыв в районе фумарол произошел в 1884 г., а образование экструзивных куполов имело место после 1770 г.

Вулкан Кетой (*44*) и одноименный остров имеют в плане форму круга диаметром в 9 *км*. Большую часть острова занимает сомма древнего вулкана Кетой с кальдерой диаметром 5—5,5 *км*. Гребень кальдеры поднимается постепенно от 700 *м* на востоке до 900—1000 *м* на западе. Самое молодое образование этого интересного вулкана — ныне активный Пик Палласа (рис. 121). Он находится к северо-востоку от озера, у восточного края древней кальдеры. Строение Пика Палласа напоминает в миниатюре тип Сомма—Везувий; юго-западная часть конуса, высотой до 1000 *м* над уровнем моря, является более старой, она образует открытый к северо-востоку амфитеатр, в котором расположен молодой, менее высокий конус. Диаметр кратера внутреннего конуса составляет около 400 *м*; на дне его располагается горячее озеро Глазок диаметром 300 *м*, на склоне — многочисленные фумаролы. В кратере фумарольная деятельность в настоящее время отсутствует. Сильное извержение вулкана началось в 1843 г., оно продолжалось до 1846 г.; при этом, видимо, происходили большие излияния лавы. Известно также извержение в 1924 г.

Остров Симушир — крупнейший на Центральных Курилах. Его фундамент сложен третичными породами. На острове имеется шесть вулканов, из которых три действующих.

Вулкан Уратман (*45*) занимает крайнюю северную часть острова. Это потухший вулкан типа Сомма—Везувий. Остатки соммы образуют полукольцевой хребет высотой до 500 *м* с кальдерой 7—7,5 *км* в диаметре. Юго-восточная часть соммы отсутствует, и кальдера в эту сторону открыта. На севере стенка кальдеры прорвана, и в северо-западной части кальдеры образовалась глубокая (до 250 *м*) кальдерная бухта. В юго-восточной части кальдеры расположен центральный конус с диаметром основания до 4 *км* и высотой 678 *м*. У подножия конуса с севера расположены еще три невысоких конуса.

Пик Прево (*46*) расположен в средней части о. Симушир. Это красивый, правильный одиночный конус, высотой 1360 *м* над уровнем моря (рис. 122). Диаметр кратера около 600 *м*. Деятельность Пика Прево в прошлом была более активной, нежели теперь. В 60-х годах XVIII в. произошло бурное извержение, которое выжгло растительность подножия конуса. Более слабые извержения происходили в первой половине XIX столетия. В последующее время вулкан хранил покой, только в 1914 г. отмечена фумарольная деятельность. В настоящее время нет следов даже фумарольной активности.

Вулкан Иканмикот (*47*) — сильно разрушенный одиночный конус высотой до 644 *м*. Склоны конуса приняли ребристую структуру, а кратер не сохранился.

Кальдера Заварицкого (*48*) находится в южной, расширенной половине о. Симушира. Это очень сложный вулкан, в котором три кальдеры вложены одна в другую. Первая сомма сохранилась только частично, в виде полукольца, в южной части вулкана. Гребень первой кальдеры имеет высоту 420—520 *м*, диаметр кальдеры достигал 10 *км*. Внутренняя, или третья, кальдера имеет форму треугольника размером 3,5×2,5 *км*. В стенках кальдеры в двух местах видны нарушения. Северная треть дна кальдеры засыпана шлаком и бомбами извержения 1957 г., остальная часть занята горячим озером глубиной 70 *м*. До последнего извержения (1957 г.) озеро выполняло все дно кальдеры. В северо-восточной части кальдеры поднимается небольшой экструзивный купол размером 200×300 *м*. Рядом, в северной части кальдеры, расположен новый вулканический аппарат извержения 1957 г. Это экструзивный купол, от которого отходит небольшой язык глыбовой лавы.

Извержения в кальдере Заварицкого происходят в настоящее время только в северной части третьей кальдеры. В 1916 г. там был только один небольшой шлаковый конус; между 1916 и 1931 гг. произошло извержение, в результате которого выдавился небольшой купол у северо-восточной стенки кальдеры, шлаковый конус был частично разрушен и в его кратере появился экструзивный купол. Это состояние сохранилось до 1957 г., когда в ноябре произошло очень сильное извержение вулкана. Вначале оно имело вулканский характер, шлаковый конус был разрушен. Затем извержение приняло характер мощных стромболианских взрывов, северная треть кальдерного озера размером 1×2 *км* была засыпана бомбами и лапилли; по-видимому,

http://jurassic.ru/

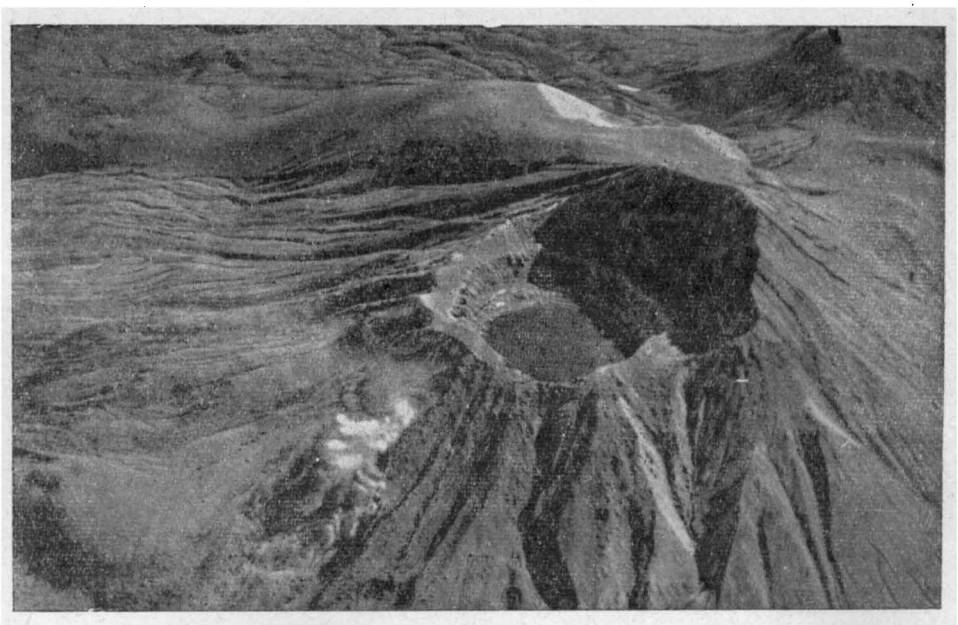


Рис. 121. Кратер вулкана Пик Палласа. Фото Г. С. Горшкова

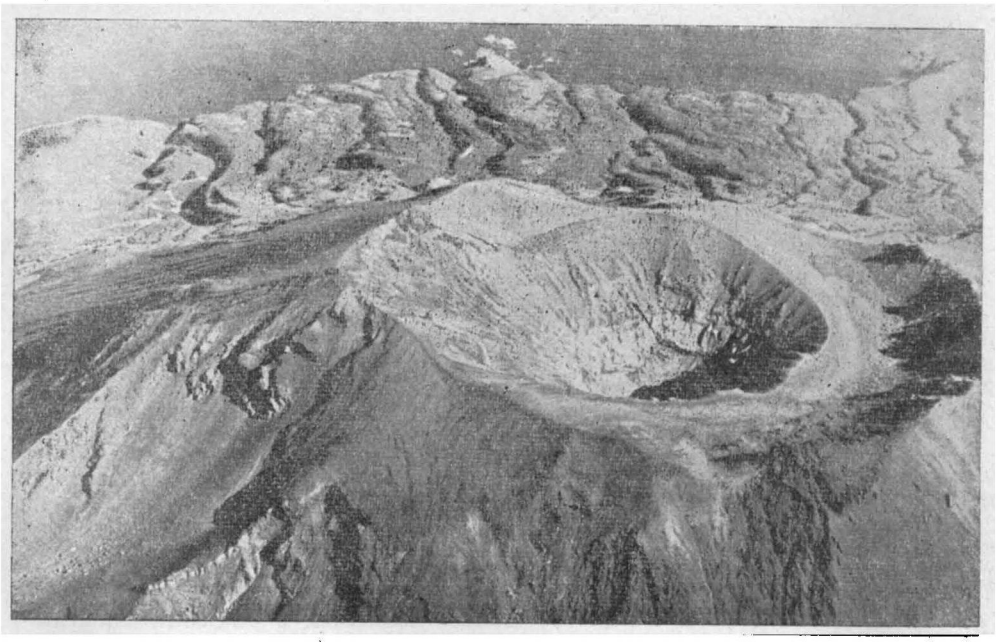


Рис. 122. Кратер вулкана Пик Прево. Фото Г. С. Горшкова

http://jurassic.ru/

в это время образовался новый конус, который через неделю был взорван, и от него остался только невысокий кольцевой вал. Затем сформировался экструзивный купол, юго-восточная часть его была прорвана небольшим потоком лавы (рис. 123). Уровень кальдерного озера упал почти на 10 *м*. По наблюдениям 1959 г., активно действуют фумаролы, окружающие новый купол, многочисленные паровые струи поднимаются вдоль всей новой береговой линии в северной части кальдерного озера; кроме того, продолжается деятельность слабых фумарол и горячих источников в южной части кальдеры.

Вулкан Мильна (*49*) находится в крайней южной части о. Симушира. Он имеет строение типа Сомма—Везувий (рис. 124). Сомма диаметром 10 *км* увенчана кальдерой 3 *км* в диаметре, широко открытой в виде амфитеатра к юго-востоку. Наивысшая точка гребня кальдеры достигает 1490 *м*. В северо-западной части каль-

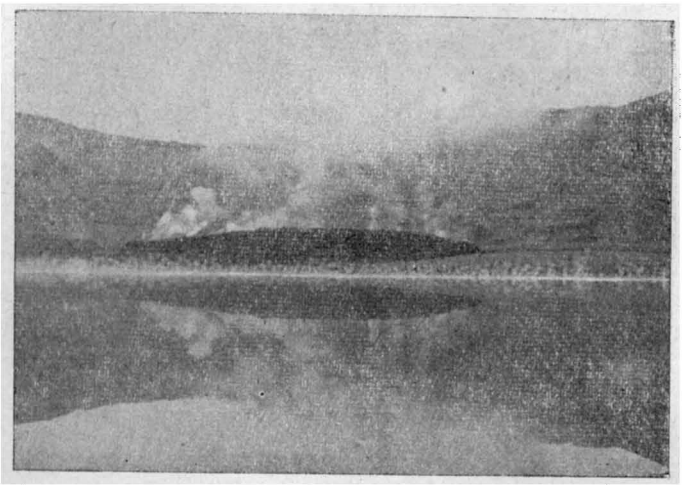


Рис. 123. Растущий экструзивный купол с сольфатарами в кальдере Заварицкого (извержение 1957 г.). Фото Г. С. Горшкова

деры поднимается крутой центральный конус, от которого стекают многочисленные потоки лавы. Кратер конуса запечатан лавовой пробкой — куполом. Вулкан Мильна не проявляет признаков активности и достоверных извержений его не отмечено.

Горящая Сопка (*50*) тесно примыкает с северо-запада к вулкану Мильна. Это крутой конус, сложенный в настоящее время большим экструзивным куполом и его агломератовой мантией (рис. 125). Извержения Горящей Сопки известны в 1842, 1849(?) гг.; в 1881 г. наблюдалось излияние лавового потока, в 1914 г. имели место взрывы. Имеются непроверенные сведения о слабом извержении в 1944 г. В настоящее время вулкан проявляет слабую фумарольную деятельность в эксплозивном кратере и в атрио между куполом и соммой горы Иглы.

Вулкан Броутона (*51*) и одноименный небольшой (2,5×4 *км*) остров представляет собой сильно разрушенный стратовулкан высотой 800 *м*.

Острова Черные Братья являются группой из двух островов: Чирпой и Брат Чирпоев. На первом из них имеются три вулкана, в том числе два действующие (рис. 126), на втором — один.

Вулкан Чирпой (*52*) — сильно разрушенный с запада двухвершинный конус высотой 690 *м*.

Извержения вулкана Чирпой известны в 1712 или 1713 гг., в 1854(?) и в 1857 гг. Возможно, извержение 1854 г. относится к вулкану Сноу. В настоящее время вулкан проявляет лишь фумарольную деятельность.

Вулкан Черного (*53*) тесно примыкает к предыдущему. Это правильный, сильно усеченный конус высотой 624 *м*. Кратер имеет диаметр 330 *м*, глубину 150 *м*. В кратере и в барранкосе на западном склоне находятся мощные группы фумарол с отложениями серы.

Вулкан Сноу (*54*) находится в южной части о. Чирпой. Он имеет вид усеченного конуса высотой 400 *м*, диаметр кратера 300 *м*. Глубина кратера небольшая,

http://jurassic.ru/

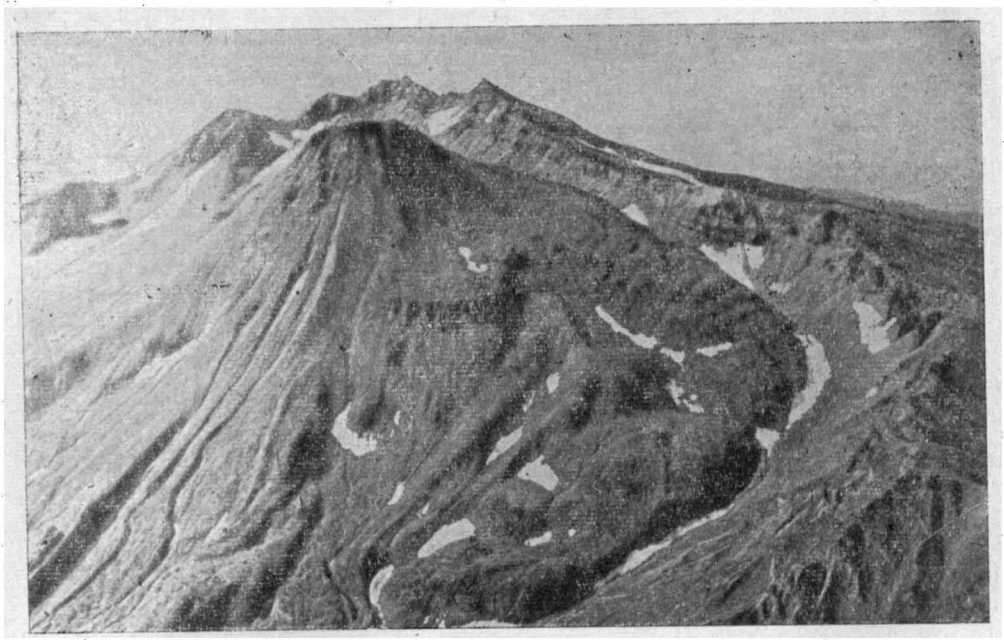


Рис. 124. Вулкан Мильна. Фото Г. С. Горшкова

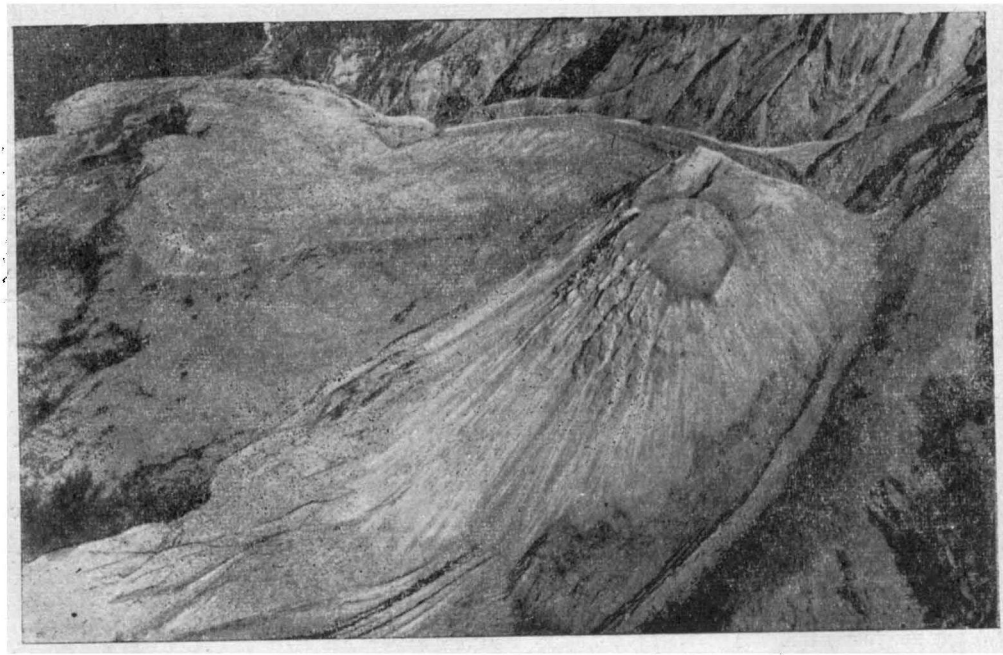


Рис. 125. Купол Горящая Сопка и лавовые потоки. Фото Г. С. Горшкова

http://jurassic.ru/

он похож на блюдце. Вулкан Сноу образовался, по-видимому, после 1770 г. Известны извержения его в 1811, 1854 и в 1879 гг. Сейчас наблюдается довольно слабая фумарольная деятельность в жерле.

К северо-восточному берегу о. Чирпой узкой песчаной косой причленен небольшой хребтик высотой 170 *м*; далее к юго-востоку на протяжении 4 *км* он продолжается вдоль восточного берега острова на глубине около 60 *м* ниже уровня моря. По всей вероятности, это остаток древней соммы, а вулканы Чирпой, Черного и Сноу являются центральными конусами единой кальдеры.

Вулкан Брат Чирпоев (*55*) находится на одноименном острове. Северо-восточная часть острова представляет собой остаток соммы в виде хребтика высотой около 530 *м*. Внутренний склон соммы, обращенный к центральному конусу,

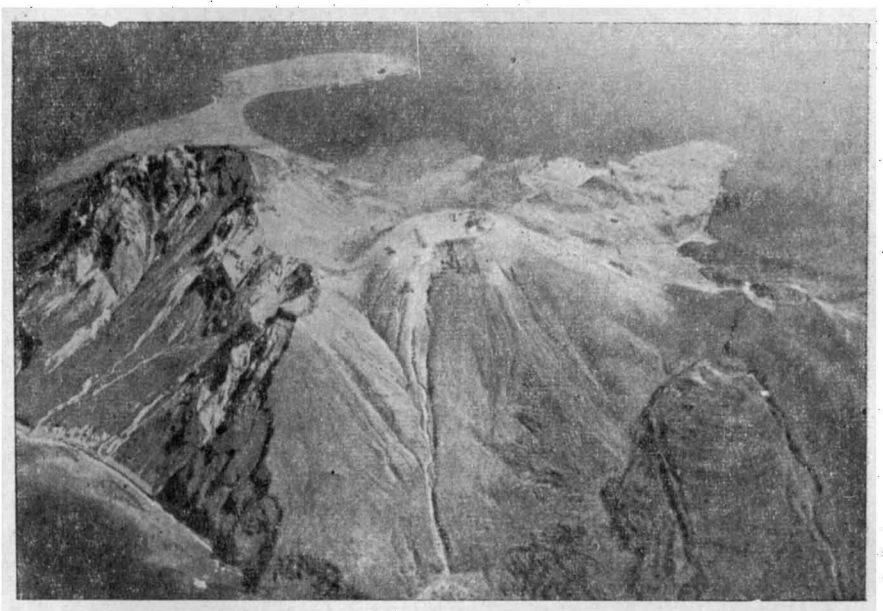


Рис. 126. Ряд вулканов (слева направо): Чирпой, Черного и Сноу. Фото Г. С. Горшкова

крутой и местами образует уступ до 300 *м* высотой. В проливе, разделяющем острова Черные Братья, в 100 *м* от о. Брат Чирпоев поднимается изолированный островок Морская Выдра диаметром 500 *м* и высотой 150 *м*; это древний эксцентричный экструзивный купол. Западную часть острова образует центральный конус. Вершинный кратер диаметром 300 *м* имеет замкнутый гребень, высшая точка которого достигает 752 *м*. В настоящее время он совершенно спокоен.

Остров Уруп — один из крупных островов гряды. На нем имеется по крайней мере 10 четвертичных вулканов, в том числе два или три действующих.

Вулкан Десантный (*56*) занимает северную часть острова. Он представляет собой древний, сильно разрушенный массив высотой 866 *м*. По данным японских исследователей, это сложный вулкан с соммой, центральным конусом и куполом в кратере последнего.

Вулкан Антипина (*57*) — правильный конус высотой 1222 *м*, западная часть которого обрушена. Кратер, по-видимому, запечатан куполом. На восточном склоне заметны остатки соммы.

Вулканы Трезубец (*58*) и Берга (*59*) расположены рядом и имеют сходное строение (рис. 127). Соммы разрушены с севера (1222 *м* у Трезубца и 1108 *м* у Берга), внутри их расположены более низкие центральные образования. У Трезубца это остатки конуса со взорванным экструзивным куполом высотой 1018 *м*; у Берга эффузивный купол с небольшими потоками лавы и эксплозивными воронками на поверхности купола. Оба вулкана проявляют фумарольную деятельность. Извержения известны только для вулкана Берга (в 1845—1846, 1894, 1946 и 1951—1952 гг.).

http://jurassic.ru/

В том же ряду вулканов, к которому относятся Трезубец и Берга, находится сильно разрушенная кальдера (*60*), край которой достигает высоты 1100 *м*. Рядом поднимается правильный конус вулкана Колокол (*61*) высотой 1329 *м*. Кратер его сильно разрушен. На склонах заметны лавовые потоки, один из которых достигает берега моря. По соседству с Колоколом стоит еще более разрушенный вулкан Борзова (*62*). Склоны его прорезаны глубокими рытвинами, гребень кратера едва сохранился. Высота 1120 *м*.

Гора Каврайского (*63*) представляет собой, вероятно, остатки древнего третичного вулкана. Высота 842 *м*.

Вулкан Три Сестры (*64*) — сильно разрушенный конус. Под вершиной (1000 *м*), сложенной остатками купола, заметны следы прежней фумарольной деятельности. В настоящее время у подножия выходят мощные горячие источники.



Рис. 127. Вулканы Колокол (справа), Берга (слева) и Трезубец (слева сзади). Фото Г. С. Горшкова

Вулкан Рудакова (*65*) — небольшой изолированный конус высотой 543 *м*. На вершине хорошо сохранившийся кратер с пресным озером на дне.

Вулкан Ивао (*66*) занимает южную часть о. Уруп. Это очень сложный массив. На вершине сохранилась кальдера диаметром более 3 *км* с небольшим озером на дне. Гребень достигает высоты 1426 *м*. В настоящее время вулкан совершенно спокоен.

Остров Итуруп — самый крупный остров Курильской гряды. На острове насчитывается не менее 16 вулканов, из них семь или восемь действующих.

Вулкан Камуй (*67*) — древний кальдера-вулкан высотой до 1322 *м*, располагающийся у северной оконечности острова. Кальдера открыта к северу, где она обрывается берегом моря.

Вулкан Медвежий (*68*) расположен на одноименном полуострове в северо-восточной части Итурупа. Он представляет собой сложный вулкан типа Сомма—Везувий. Сомма сохранилась только частично — на западе и севере. Наивысшая отметка гребня составляет 563 *м*. Диаметр основания достигает 15 *км*, а диаметр кальдеры — 10 *км*. В кальдере в виде широтно вытянутого хребта поднимаются три центральных конуса: Медвежий (высотой 1123 *м*), Средний (1113 *м*) и Кудрявый (992 *м*) — активная вершина с двумя кратерами (рис. 128); это единственное на Курильских островах место, где встречаются современные волнистые лавы. В южной и западной частях кальдеры расположено еще несколько более старых шлаковых конусов с потоками лавы.

Достоверные сведения об извержениях имеются только для конуса Кудрявого: извержение было в 1778 или 1779 гг., крупное извержение, видимо с излияниями

http://jurassic.ru/

большого потока лавы, происходило в 1883 г., последнее извержение отмечено в 1958 г. Шлаковые конусы имеют очень свежий вид и вряд ли старше 100—150 лет, однако сведений о их извержениях не имеется. Температура газов некоторых фумарол в кратере вулкана превышает 300°. Сейчас вулкан Кудрявый проявляет очень сильную фумарольную деятельность. В кратере имеются значительные отложения серы.

К западу от кальдеры Медвежьей расположена кальдера (*69*) диаметром около 10 *км*. Гребень кальдеры на юго-востоке прорван и из теплого озера на дне кальдеры в океан течет небольшая речка. Высшая точка гребня достигает 852 *м*. Центральная постройка отсутствует.

Сложный массив вулкана Чирип (*70*) располагается на одноименном полуострове, в средней части Итурупа. В центре кальдеры расположена группа разрушенных экструзивных куполов. К ним приурочена современная фумарольная деятель-

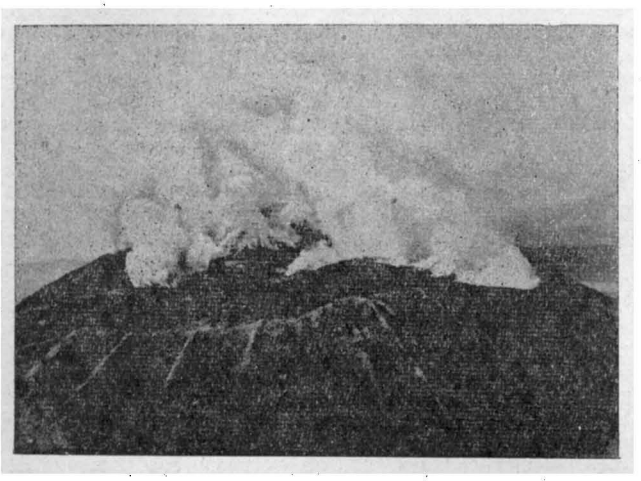


Рис. 128. Кратер вулкана Кудрявого на о. Итурупе.
Фото В. В. Бочкарева

ность. На северном краю кальдеры возвышается конус Чирип (1561 *м*), на южном — конус Богдан Хмельницкий (1587 *м*). Эксплозивный кратер расположен немного ниже вершины, и в его окрестностях рассеяны довольно свежие бомбы типа «хлебной корки». Оба конуса представляют собой эксцентричные образования на краю древней кальдеры и имеют небольшую относительную высоту (не более 300—400 *м*). Извержения в районе массива Чирип известны в 1843 и 1860 гг. Точный пункт извержений не указан, им мог быть кратер Богдана Хмельницкого или древняя кальдера Чирип. В настоящее время фумарольная деятельность проявляется в полости кальдеры и на юго-восточном склоне вулкана Богдана Хмельницкого. В обрывах кальдеры обнажаются метасоматические серные залежи. В ряде пунктов в кальдере происходит осаждение лимонита из кислых минерализованных вод. Местами отложения лимонита достигают значительной мощности (до нескольких метров).

На океанском побережье средней части острова возвышается изолированный конус вулкана Баранского (*71*). Это сильно усеченный конус с разрушенными склонами. Вершинный кратер двойной. Внешний кратер в значительной мере разрушен; высшая точка остатков его гребня достигает 1124 *м*. Внешний кратер целиком заполнен пологим внутренним конусом, кратер которого в свою очередь закупорен куполом — пробкой, состоящей из сильнопористых (пемзовидных) дацитовых лав. Диаметр купола около 400 *м*, высота 40—50 *м*. Северная часть купола взорвана. Склоны вулкана изборождены широкими и глубокими барранкосами; на юго-западном склоне имеется разрушенный боковой кратер, в амфитеатре которого расположены сольфатары с отложениями серы, а на дне — грязевые котлы. Имеются сведения об извержении вулкана в 1951 г. В настоящее время вулкан проявляет сольфатарную деятельность на вершине и в районе бокового кратера.

Неподалеку от вулкана Баранского вдоль океанского берега протягивается хребет Грозный, сформированный несколькими тесно слившимися вулканами. Крайним с севера-востока в хребте стоит вулкан Тебенькова (*72*) типа Сомма—Везувий. Диаметр кальдеры составляет около 3 *км*. Центральный конус, в сложении которого участвуют двупироксеновые андезиты, довольно правильной формы и поднимается примерно на 500 *м* над дном кальдеры (1207 *м* над уровнем моря). Диаметр вершинного кратера 200 *м*, глубина 50—70 *м*. У подножия конуса имеется

http://jurassic.ru/

небольшой побочный кратер. Сведений о деятельности вулкана в историческое время нет.

К югу от вулкана Тебенькова, на месте разрушенной части его соммы, расположен вулкан Мачеха (*73*). В настоящее время от вулкана осталась незначительная часть, почти весь конус его взорван и разрушен последующей эрозией; современный кратер имеет размер 0,8×1,5 *км*, при глубине 500 *м* и частично врезан в сомму Тебенькова. На дне кратера имеются фумаролы и горячие источники. Внешние склоны кратера местами покрыты отложениями серы.

Рядом с Тебеньковым расположен сложный вулкан Иван Грозный (*74*). Вулкан имеет строение типа Сомма—Везувий. Центральная постройка увенчана двумя тесно слившимися экструзивными куполами, агломератовая мантия которых почти целиком перекрыла склоны конуса. Из-под брекчиевой коры выступают многочисленные потоки лавы (двупироксеновые андезиты); один из них имеет длину 6 *км* и доходит до берега моря. На северном склоне центрального конуса расположен третий — субтерминальный купол. На границе этого купола со склоном расположено гнездо фумарол. Наивысшая отметка центральной постройки 1158 *м*. Интересной особенностью вулкана Ивана Грозного является большое количество куполов, различных по месту расположения и генезису. Извержения для этого вулкана в историческое время неизвестны, он постоянно проявляет фумарольную деятельность.

Далее к юго-западу лежат вулканы Мотонопури (*75*) — 953 *м* и Ребуншири (*76*) — 782 *м*, сильно разрушенные вулканы, заканчивающие хребет Грозный.

В средней части о. Итурупа, к юго-западу от залива Касатки, протягивается вулканический хребет Богатырь. Северо-восточная часть его — вулкан Буревестник (*77*) высотой до 1426 *м* — сильно разрушена и не сохранила следов кратера. Вулкан Стокап (*78*), заканчивающий хребет Богатырь, имеет следы недавней деятельности. На его плоской вершине виден темный конус молодого возраста. Исследованиями в 1960 г. Гущенко и Богоявленской следов фумарольной деятельности не установлено. Максимальная высота 1565 *м*.

Вулкан Атсонупури (*79*) образует небольшой полуостров в южной части Итурупа. Вулкан, в сложении которого участвуют андезиты и андезито-базальты, типа Сомма—Везувий. Кратер центрального конуса имеет размер 450×600 *м* при глубине 150 *м*. Возможны извержения Атсонупури в 1812 и 1932 гг. В настоящее время вулкан совершенно спокоен, но, по устному сообщению С.А. Федотова, под вулканом нередко происходят землетрясения.

Вулкан Урбич (*80*) — древний кальдера-вулкан в южной части острова. В обширной кальдере лежит пресное озеро. Гребень кальдеры достигает высоты 907 *м*, на востоке он прорезан до уровня озера долиной реки, по которой воды озера имеют выход в океан.

К западу от Урбича расположена кальдера Львиная Пасть (*81*). Кольцевой гребень кальдеры, поднимающийся до 400—500 *м* над уровнем моря, имеет форму овала размером 7×9 *км*. С севера край кальдеры разрушен и в полости ее образована кратерная бухта глубиной 503 *м*. В крутых обрывах кальдеры обнажены мощные пласты лав, чередующиеся с тонкими слоями пирокластического материала. В окрестностях кальдеры имеются отложения пемзы.

Вулкан Берутарубе (*82*) образует крайнюю юго-западную оконечность Итурупа. Он представляет собой усеченный конус с диаметром основания 10—11 *км*. На вершине расположена сильно разрушенная кальдера диаметром 2—2,5 *км*. Гребень ее хорошо выражен только в юго-восточной части, где находится наибольшая отметка вулкана — 1222 *м*. Крупные глыбы серных кварцитов в кратерах указывают на возможность залегания здесь метасоматических серных залежей. Достоверных извержений вулкана в историческое время не отмечено.

Остров Кунашир — последний юго-западный остров Большой Курильской гряды. На острове имеется пять вулканов, из них три — действующих.

Вулкан Руруй (*83*) расположен в крайней северной части острова, у окончания хребта Докучаева, сложенного третичными породами. Склоны вулкана имеют «ребристый» вид. Прикратерная часть также сильно разрушена и сохранились только следы кратера. Высота вулкана 1486 *м*.

Вулкан Тятя (*84*) — второй по величине (после Алаида) в пределах Курильской вулканической дуги; расположен в северо-восточной части острова. Его вершина, достигая 1822 *м*, является самой высокой точкой на Кунашире. Вулкан типа Сомма—Везувий, прекрасно сохранивший свою форму. Юго-западная половина кратера сложена преимущественно из лав (базальтов), в строении северо-восточной половины значительную роль играют шлаки. Деятельность вулкана Тяти в начальный период относилась, вероятно, к гавайскому типу. Последнее извержение вулкана Тяти произошло в 1812 г. и имело чисто эксплозивный характер.

https://jurassic.ru/

Вулкан Отдельный (*85*) поднимается на высоту 476 *м* недалеко от г. Южно-Курильска. Это старый, сильно разрушенный конус (может быть купол), сложенный кислыми породами.

Вулкан Менделеева (*86*) расположен в южной половине острова вблизи г. Южно-Курильска. В современной вулканической постройке, возвышающейся над морской террасой, выделяются остатки соммы, кальдера и большой экструзивный купол.

Остатки соммы представлены полукольцевой горой Мечникова, сложенной оливиновыми андезито-базальтами. Характерно, что полукольцо горы Мечникова замыкается до полного кольца четырьмя депрессиями сольфатарных полей. Эти депрессии образовались первоначально, по-видимому, как воронки взрыва. Кольцо, образованное горой Мечникова и четырьмя сольфатарными полями, фиксирует разлом, по которому в свое время произошло образование кальдеры у вулкана Менделеева. Поперечные размеры кальдеры 3,5×2,5 *км*. Большой экструзивный купол возвышается в северо-западной части кальдеры. Площадь его основания около 1 *км*^{2}, высота от подножия до вершины 400 *м*. Лава большого экструзивного купола является кварцевым оливинсодержащим дацитом. Это, по мнению Е. К. Мархинина, гибридная порода, ассимилировавшая некоторое количество андезито-базальтов, слагающих значительную часть вулканической постройки. Из продуктов вулкана Менделеева, раскристаллизовавшихся на глубине, в средней части ручья Ростовского были отмечены глыбы пироксен-оливинового габбро. В литературе есть указание, что последнее извержение вулкана Менделеева относится к 1880 г. Оно происходило в районе сольфатарных полей и носило, вероятно, характер взрыва.

Вулкан Головнина (*87*), расположенный в южной части о. Кунашира, представляет собой обширную кальдеру диаметром 4 *км*. Кальдера окружена кольцом возвышенностей высотой около 300 *м*. Характерным морфологическим элементом кальдеры Головнина являются экструзивные купола, которые образуют резко обособленные небольшие вершины. Размеры куполов в поперечнике колеблются в пределах от 0,3×0,5 до 1×1,5 *км*. Отношение относительной высоты куполов к поперечнику в основании равно обычно 1 : 4. Купола располагаются приблизительно по одному направлению, с простиранием с юго-востока на северо-запад.

По наблюдениям В. И. Федорченко (1961 г.), в озерных отложениях кальдеры выделяются две толщи, нижняя из которых сложена преимущественно пемзой, выброшенной при взрыве, образовавшем кальдеру. Эта толща прорывается экструзивными куполами. Верхняя толща, сложенная главным образом обломками брекчиевой коры куполов и продуктами сернокислотного разложения пород, сформировалась после внедрения этих куполов. Поднятие озерных отложений при внедрении куполов В. И. Федорченко отрицает. Экструзивные купола, прорывающие внутрикальдерные озерные отложения, сложены андезито-дацитами, содержащими SiO_2 от 62,4 до 64,7%.

Вулкан Головнина вначале формировался как подводный вулкан. Вероятно, его конус неоднократно вздымался над уровнем моря и вновь разрушался. Так формировалась вулканогенно-обломочная толща, слагающая его основание. Постепенно верхняя часть конуса подводного вулкана поднялась над морем. Вулкан рос главным образом благодаря накоплению рыхлого вулканического материала. Его максимальная высота, судя по углам склонов и диаметру кальдеры, достигала предположительно 1,5 *км*. Извержения вулкана Головнина в историческое время неизвестны.

В деятельности всех современных вулканов о. Кунашира Е. К. Мархининым выделяются три основных этапа, соответствующих: 1) формированию нижних лавовых толщ вулканов Менделеева и Тяти; 2) подводному накоплению толщ вулканогенно-обломочных пород, которыми слагается 100—120-метровая морская терраса; 3) росту выраженных в рельефе современных вулканических построек. В истории формирования современных вулканических построек важнейшим эпизодом явилось образование кальдер. Оно знаменовало собой уменьшение активности магмы. Посткальдерный период деятельности резко различен у вулканов Головнина и Менделеева, с одной стороны, и у вулкана Тяти, с другой. У вулканов Головнина и Менделеева он характеризуется появлением экструзий и приповерхностных интрузий вязкой, кислой магмы. Их образование сопровождается интенсивной сольфатарной деятельностью. Места проявлений сольфатарной деятельности приурочиваются большей частью непосредственно к контактам экструзивных куполов, а также к кольцевым и радиальным разломам. У вулкана Тяти в посткальдерный период образовался слоистый внутренний конус. Длительная сольфатарная деятельность у вулкана Тяти не имела места.

Сопоставление вулканов Головнина, Менделеева и Тяти дает пример одновременного извержения разными вулканами, находящимися на общем разломе, разных по составу лав (вулканы Головнина и Менделеева — дациты, Тяти — базальты). Вулкан Головнина по составу в основном андезито-дацитовый, вулкан Менделеева андезито-базальто-дацитовый, вулкан Тяти андезито-базальтовый. Однако лавы действующих вулканов о. Кунашира находятся в тесном генетическом родстве. Все они являются производными базальтовой магмы, ассимилировавшей на своем пути к поверхности сиалический материал.

http://jurassic.ru/

Остров Шикотан — самый крупный из островов Малой Курильской гряды и единственный, где имеются следы недавней вулканической деятельности. На этом острове поднимаются два сильно разрушенных конуса предположительно четвертичного возраста — Ноторо (*88*) высотой 358 *м* и Томари (*89*) высотой 356 *м*. Г. П. Вергунов и А. Ф. Прялухина, тщательно исследовавшие в 1958 г. возвышенность Томари, полагают, что нет оснований считать ее потухшим вулканом.

Из приведенного описания видно, что формы курильских вулканов и типы их извержений разнообразны. Несколько более половины всех вулканов являются одиночными конусами. Это — стратовулканы, сложенные обычно базальтовыми, андезито-базальтовыми и андезитовыми лавами, переслаивающимися с рыхлым или сцементированным пирокластическим материалом того же состава. Из числа действующих вулканов к этой категории относится около 25%, причем в большинстве это молодые, послеледниковые конусы.

Около одной трети всех вулканов относится к сложному типу Сомма — Везувий. Преобладающее большинство действующих вулканов относится именно к этому типу. Обычно сомма (внешняя вулканическая постройка) имеет доледниковый возраст, а центральный конус — послеледниковый. Этот тип вулканов отличается большим разнообразием состава пород, нежели одиночные стратовулканы. Сомма часто сложена основными лавами (базальт, андезито-базальт) с подчиненным количеством пирокластического материала. Заключительные извержения, обезглавившие сомму, дают обычно пирокластический материал (нередко пемзу) состава дацита или кислого андезита. Центральные постройки напоминают по составу одиночные конусы.

Кальдера-вулканы, в посткальдерную стадию которых не были созданы крупные центральные постройки, а деятельность ограничивалась лишь образованием мелких куполов или конусов, играют подчиненную роль (примерно 7% всех вулканов, или 13% действующих). Характерно, что большинство этих вулканов относится к сольфатарным; недавние извержения определяются по косвенным данным и бесспорны только в одном-двух случаях. Внутренние купола или конусы этого типа имеют обычно состав кислого андезита или дацита.

Наконец, кальдера-вулканы без следов посткальдерной деятельности составляют около $^1/_8$ всех вулканов. Обычно это лавовые постройки основного состава с подчиненным количеством пирокластического материала. Всего кальдера-вулканы вместе с типом Сомма—Везувий составляют немногим менее половины всех вулканов.

Наконец, следует отметить, что на некоторых островах (Парамушир, Итуруп) наряду с одиночными вулканами имеются вулканические хребты. В одних случаях такие хребты возникли в результате трещинных извержений, перешедших затем в центральный тип (хребет Вернадского на о. Парамушире), в других — хребты образовались в итоге слияния нескольких вулканических конусов (хребет Грозный на о. Итурупе). Отдельные центры вулканических хребтов имеют различное строение (изолированные конусы, кальдеры и т. д.).

Характер последних по времени извержений вулканов Курильских островов довольно разнообразен. Фактически на островах могут быть отмечены все типы извержений, за исключением гавайского. Преобладают извержения стромболианского и вулканского типов. При стромболианских извержениях из кратера выбрасывается раскаленный, светящийся шлак и шлаковые бомбы, часто очень причудливой формы. Как правило, этот тип извержений связан с более основной магмой (от базальтов до основных андезитов). Извержения этого типа наблюдались

http://jurassic.ru/

или известны по накоплению шлаков на Алаиде, Чикурачки, Пике Немо, Пике Сарычева, Атсонупури, Тяте и др. Вулканские извержения связаны обычно с более кислой магмой и характеризуются выбросом огромных туч относительно холодного, несветящегося пепла (часто с характерной формой поверхности туч, напоминающей цветную капусту) и бомб типа «хлебной корки» (с растрескавшейся поверхностью). Такое извержение наблюдалось в 1934—1935 гг. на вулкане Эбеко; бомбы типа «хлебной корки» лежат в окрестностях конуса Богдана Хмельницкого и т. д.

Сравнительно часто извержения проявляются в форме выжимания экструзивных куполов. Это явление происходит в тех случаях, когда вязкость лавы достаточно высока и она не может изливаться в форме потока, а содержание газов не столь высоко, чтобы раздробить всю лаву и превратить ее в пирокластический материал. Выжимающееся тело купола по мере подъема частично обрушивается и вокруг его основания накапливается мощная неслоистая толща, в которой преобладают крупные глыбы — так называемая «брекчиевая кора купола» или «мантия» купола. Выжимание куполов нередко сопровождается образованием раскаленных лавин, которые иногда называют «раскаленными тучами». Эти лавины могут проходить, в соответствии с рельефом, несколько километров, откладывая на своем пути хаотически перемешанный материал—агломератовые потоки. Выжимание куполов на Курильских островах происходит довольно часто. Так, из трех извержений курильских вулканов после 1946 г. два сопровождалось формированием куполов. Купола известны почти на $^1/_3$ всех действующих вулканов Курильских островов.

Мощные раскаленные лавины другого типа, скатывающиеся по склонам вулкана из открытого кратера, наблюдались в 1946 г. на Пике Сарычева (тип Сен-Венсент). Известны на Курильских островах и мощные плинианские взрывы, сносившие часть вулканической постройки (Райкоке —1778 г., Пик Севергина —1933 г. и др.). Образование побочных конусов представляет собой довольно редкое явление и известно всего на двух-трех вулканах.

На Курильских островах имеют место также и подводные извержения, причем в одних случаях образуются новые островки (конус Такетоми в 1933—1934 гг.), в других — признаками извержений являются только столбы пара и пепла над водой и появление на поверхности моря шлаков или пемзы, а сама постройка остается ниже уровня моря (извержение у о. Матуа, 1924 г.). Известны подводные извержения и в кратерных или кальдерных озерах. Значительное распространение кальдер и полей пемзы говорит о бывших здесь некогда мощных взрывах, которые почти нацело уничтожали вулканическую постройку.

Излияния лавовых потоков в настоящее время происходят реже, нежели чисто эксплозивные извержения. Излияния более или менее крупных потоков наблюдались только на Алаиде (1933—1934 гг.), Горящей Сопке (1881 г.), Сноу (1879 г.), Чиринкотане и Кудрявом (1883 г.). Известны свежие потоки и на других вулканах. Все свежие потоки относятся к типу крупноглыбовой лавы (санторинский тип). Потоки с мелкоглыбовой поверхностью (тип аа) и потоки волнистой лавы известны только на конусе Меньшой Брат в кальдере Медвежьей на о. Итурупе. Однако в прошлом излияния жидких лав были обычным явлением, и соммы многих сложных вулканов, так же как и кальдеры, сложены потоками лав, которые, судя по их виду, были в момент образования очень подвижными.

В изменении формы вулканов, смене одних типов извержений другими имеется закономерность, связанная с общей историей формиро-

http://jurassic.ru/

вания курильских вулканов. История эта может быть выяснена лишь в самом приближенном виде, так как стратиграфия четвертичных отложений на Курильских островах еще не разработана.

Вулканы начали создаваться в позднечетвертичное или раннечетвертичное время на третичном складчатом фундаменте. Первоначально происходили подводные извержения, впоследствии возникли надводные вулканические постройки. К концу плейстоцена вулканы прошли длительный цикл развития и большинство их превратилось в кальдера-вулканы. В послеледниковое, а частью и в межледниковое время во многих кальдерах начали формироваться современные центральные конусы и, кроме того, зародился ряд новых вулканов, являющихся сейчас одиночными конусами. Современная активность вулканов Курильских островов является только слабыми отзвуками их доледниковой деятельности. Тенденция к формированию куполов указывает на замирающий вулканизм.

Намеченная Мильном схема развития вулканизма Курильских островов с юга на север не подтвердилась. Вулканы зарождались и развивались одновременно по всей гряде. Вместе с перемещением тектонической активности на восток, в сторону Тихого океана, происходило перемещение в этом направлении и вулканической деятельности. В послеледниковое время наметилась тенденция к перемещению вулканических центров в западном направлении.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЛАВ КУРИЛЬСКИХ ВУЛКАНОВ

В петрографическом отношении лавы вулканов Курильских островов разнообразны; здесь можно встретить все разновидности от основных базальтов до кислых липарито-дацитов. Вместе с тем следует отметить однообразие петрохимического состава лав — все они принадлежат к известково-щелочному семейству, причем к наиболее известковым типам его.

В настоящее время петрографически охарактеризованы лавы многих вулканов Курильских островов, но детальному петрографическому изучению подвергались только отдельные вулканы и острова: Алаид (Х. Куно), вулканы о. Парамушира (Г. С. Горшков и Г. Е. Богоявленская), некоторые острова и вулканы среднего звена Курильской дуги (Г. С. Горшков), вулканы хребта Грозного на о. Итурупе (Г. Е. Богоявленская и Г. С. Горшков), вулканы о. Кунашира (Е. К. Мархинин). Указанные исследования послужили основой для приведенного ниже краткого описания отдельных типов пород.

Наиболее широко распространены среди курильских лав андезиты, иногда роговообманковые, но чаще пироксеновые. Значительным распространением пользуются андезито-базальты; при детальном изучении в эту категорию приходится относить все большее число пород. Кислые андезиты и переходные к дацитам разновидности распространены меньше. Крайние члены — базальты, дациты и липарито-дациты — имеют подчиненное значение.

Базальты. Во вкрапленниках преобладает основной плагиоклаз, от лабрадора и лабрадор-битовнита до анортита; постоянной составной частью является диопсидовый авгит с $2V=(+)52—56°$ и с $Ng=43—48°$. Часто встречается оливин, причем в некоторых случаях он даже преобладает над авгитом. Довольно многочисленны зерна рудного минерала. По преобладанию плагиоклаза в фенокристаллах базальты Курильских островов могут быть отнесены к плагиобазальтам. Основная масса базальтов имеет обычно интерсертальную структуру, обычны

http://jurassic.ru/

также микродолеритовая и гиалиновая структуры; в последнем случае порода принимает вид гиалобазальта. Встречены и афировые базальты с гиалопилитовой структурой основной массы. Микролиты представлены плагиоклазом, несколько более кислым, нежели в фенокристаллах, — от лабрадора до битовнита, а также авгитом; изредка обнаруживаются микролиты оливина.

Базальты были довольно широко распространены среди древних излияний и часто обнаруживаются в лавах сомм сложных вулканов и в кальдера-вулканах. Среди современных или недавних излияний базальты имеются на Алаиде, Атсонупури и Тяте.

Андезито-базальты — очень распространенная группа пород. Часть датированных или недавних излияний, а также шлаков стромболианских извержений имеет состав андезито-базальта.

Во вкрапленниках всегда присутствуют плагиоклаз и авгит. Плагиоклаз колеблется по составу от андезин-лабрадора до лабрадор-битовнита и иногда до битовнита. Авгит имеет угол оптических осей от +51 до +54°, иногда до +56°. В андезито-базальтах часто встречаются вкрапленники оливина, несколько реже гиперстена; обычно оба минерала находятся порознь, но иногда и вместе. Довольно часто можно наблюдать примесь рудного минерала. Основная масса гиалопилитовой, пилотакситовой и гиалиновой структуры с микролитами плагиоклаза и авгита. Плагиоклаз в микролитах имеет состав от андезина до лабрадора.

Отдельно можно отметить андезито-базальты вулкана Алаида с его побочным кратером Такетоми, весьма детально изученных Х. Куно. Эти породы были описаны как базальты, но химический состав их отвечает андезито-базальтам. Во вкрапленниках всегда присутствуют плагиоклаз и оливин. Плагиоклаз зональный, в центре его анортит, в кайме — битовнит. Оливин также зональный, с большими значениями $2V$ в центре (от —81 до —89°) и с меньшими в кайме (от —76 до —85°). Пироксен встречается в различных количествах — от исчезающе малых до весьма заметных; это диопсидовый авгит с $2V=(+)54—57°$, по направлению от центра к краям увеличивается интенсивность окраски с одновременным увеличением (на 1—3°) угла $2V$ и угла погасания cNg, а также появлением заметного плеохроизма. Основная масса представлена микролитами тех же минералов и примесью рудных минералов — магнетита и ильменита; кроме того, в интерстициях присутствует калиевый полевой шпат. Микролиты оливина и авгита зональны, с таким же характером изменений от центра к краям, как и в фенокристаллах. Изменение оптических свойств темноцветных минералов свидетельствует об увеличении в их составе роли железа по мере хода кристаллизации. Эта особенность характерна и для других лав курильских вулканов.

Андезиты — наиболее распространенная и разнообразная по составу группа пород. На Курильских островах преобладают более основные члены андезитового ряда, от которых имеется постепенный переход к андезито-базальтам.

Шире всего распространены двупироксеновые андезиты, содержащие во вкрапленниках одновременно моноклинный и ромбический пироксены. Они встречаются как в лавовых потоках, так и в лавовых куполах. В этих породах плагиоклаз во вкрапленниках часто зональный, с увеличением кислотности от центра к краям; состав его колеблется от лабрадора, реже лабрадор-битовнита, до андезин-лабрадора. В отдельных случаях известны вкрапленники, состав которых в центре соответствует битовнит-анортиту. Гиперстен плеохроирует по обычной схеме, от розоватого по Np до почти бесцветного по Ng. Отрицательный угол оптических осей в среднем имеет величину 60°, с колебаниями от 52 до

http://jurassic.ru/

66°. Это соответствует разновидностям с довольно богатым содержанием ферросилитовой молекулы (до 50%). Моноклинный пироксен принадлежит к диопсидовому авгиту (иногда близкий к пижониту) с $2V=(+)48—57°$; в среднем $2V=(+)52—54°$. Основная масса имеет обычно гиалопилитовую или андезитовую структуру, иногда с элементами ориентировки микролитов, переходящую часто в пилотакситовую. Нередко встречается гиалиновая структура. Микролиты плагиоклаза имеют состав от андезина до андезин-лабрадора. Авгитовые и гиперстеновые андезиты с вкрапленниками только моноклинного или только ромбического пироксена встречаются относительно реже.

Изредка в пироксеновых андезитах наряду с вкрапленниками гиперстена и авгита появляется и оливин (угол $2V$ близок к 90°, от —85° до +85°). Причем в одном случае (на вулкане Трезубец) в породе наряду с оливином присутствует кварц, по-видимому ксеногенный.

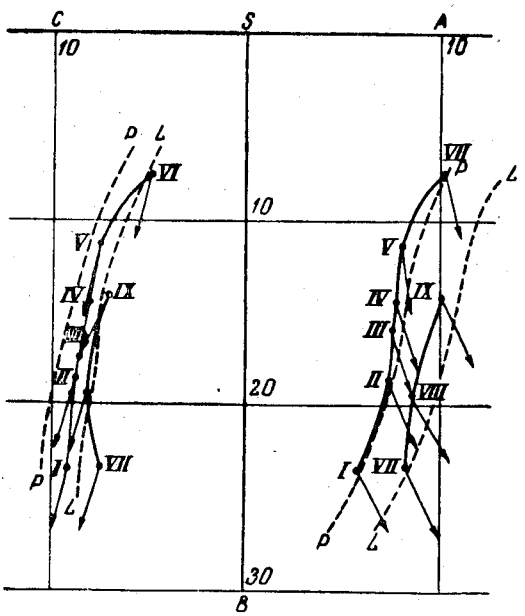


Рис. 129. Диаграмма средних типов четвертичных лав Курильских островов. По Г. С. Горшкову. Римские цифры соответствуют средним составам пород табл. 46. *P—P* вариационная линия Пеле, *L—L* вариационная линия типа Лассен-Пик

Роговая обманка в андезитах Курильских островов встречается довольно редко. Пока пироксен-роговообманковые андезиты известны только на вулканах Трезубец, Кунтоминар и на Пике Фусса. Во всех этих случаях роговая обманка бурая, базальтическая с погасанием $cNg=0—10°$. Кроме роговой обманки, в фенокристаллах представлены зональный плагиоклаз, авгит и гиперстен. В основной массе микролитов роговой обманки нет.

От кислых андезитов имеется постепенный переход к дацитам через породы промежуточного состава — андезито-дациты.

Дациты редко встречаются в виде потоков, чаще ими сложены экструзивные купола; обширные отложения пемзы или пемзовидного пирокластического материала, распространенного в окрестностях большинства кальдер, обычно имеют состав дацита или андезито-дацита.

Среди дацитов встречаются пироксеновые породы без роговой обманки и содержащие наряду с пироксенами также и роговую обманку. Первые содержат вкрапленники кварца (обычно в небольшом количестве), андезина или (реже) андезин-лабрадора, диопсидового пироксена с $2V=(+)52—55°$ и гиперстена с $2V=—60°$. В некоторых участках дацитового купола вулкана Менделеева Е. К. Мархининым был обнаружен наряду с кварцем также оливин. Структура дацитов в куполах гиалопилитовая, гиалиновая, иногда с элементами сферолитового строения. Микролиты плагиоклаза обычно принадлежат к андезину, несколько более кислому, нежели во вкрапленниках. В пемзах структура гиалиновая, иногда с перлитовой отдельностью; вкрапленники довольно редки.

http://jurassic.ru/

Таблица 46

Средний состав главных типов четвертичных лав Курильских островов

Компоненты	Содержание, %								
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
SiO_2	51,08	54,84	57,05	58,57	61,62	66,49	51,54	52,28	58,12
TiO_2	1,03	0,82	0,93	0,89	0,81	0,85	1,02	0,98	0,60
Al_2O_3	17,28	18,22	17,40	17,15	16,66	14,70	17,12	18,75	17,76
Fe_2O_3	4,27	2,94	3,96	3,86	3,66	2,16	3,55	3,89	3,84
FeO	7,42	6,02	4,48	4,14	3,45	2,54	8,45	5,65	3,43
MnO	0,22	0,15	0,16	0,16	0,16	0,15	0,16	0,22	0,17
MgO	4,59	4,15	3,44	3,09	2,39	1,49	4,78	3,94	3,03
CaO	10,55	9,30	8,05	7,49	6,32	4,32	9,28	9,55	7,44
Na_2O	2,08	2,66	2,83	2,88	2,98	3,69	2,88	3,03	3,25
K_2O	0,68	0,93	0,76	0,80	0,89	1,41	1,15	1,20	1,98
H_2O	0,64	0,22	0,57	0,83	1,34	2,15	0,28	0,33	0,43
Сумма	99,88	100,25	99,63	99,86	100,28	99,95	100,21	99,82	100,05
a	5,8	7,5	7,7	7,9	8,2	10,4	8,3	8,8	10,2
c	9,2	8,8	8,3	8,0	7,5	4,8	7,5	8,7	7,1
b	23,6	18,7	16,0	14,5	11,4	7,6	23,6	19,5	14,2
s	61,4	65,0	68,0	69,6	72,9	77,2	60,6	63,5	68,5
f'	48,0	45,5	51,0	52,0	60,0	59,0	48,0	47,0	48,0
m'	34,0	39,0	37,5	38,0	36,0	34,0	35,0	35,5	37,0
c'	18,0	15,5	11,5	10,0	4,0	7,0	17,0	17,5	15,0
n'	83,0	81,0	85,0	84,0	83,0	80,0	78,0	79,0	71,0
t'	1,5	1,1	1,2	1,1	1,0	0,9	1,5	1,5	0,8
f	16,0	13,5	22,0	23,0	29,0	25,0	14,0	17,5	24,0

I—IV — тип Пеле, VII—IX — тип Лассен-Пик; I — базальт, II — андезито-базальт, III — основной андезит, IV — андезит, V — кислый андезит, VI — дацит, VII — базальт, VIII — андезито-базальт, IX — андезит.

Пироксен-роговообманковые дациты отличаются только присутствием роговой обманки; роговая обманка, как правило, зеленая. Этими породами обычно слагаются обломки пемзы. Лавы состава пироксен-роговообманкового дацита слагают купол и, может быть, потоки на вулкане Ушишир. Здесь в дацитах обнаружена как обычная зеленая роговая обманка, так и бурая базальтическая с очень малым углом угасания.

Все имеющиеся химические анализы лав курильских вулканов (их пока имеется немногим более пятидесяти) были пересчитаны по методу А. Н. Заварицкого и нанесены на диаграмму (рис. 129). При этом выяснилось, что начальные точки векторов покрывают довольно узкую полосу, вытягиваясь вдоль вариационной кривой типа Пеле, т. е. эти лавы принадлежат преимущественно к крайне известковому типу известково-щелочного семейства (так называемая тихоокеанская магма). Ряд точек уклоняется вправо от оси *SB* и доходит до вариационной кривой типа Лассен-Пик, т. е. до несколько более щелочного типа того же

http://jurassic.ru/

известково-щелочного семейства. В табл. 46 приведены цифры средних составов главных типов лав, а на рис. 129—диаграмма по методу А. Н. Заварицкого, составленная по данным таблицы (здесь ясно видно наличие лав указанных двух типов).

Интересно отметить, что более известковые лавы находятся на вулканах, лежащих ближе к внешней, тихоокеанской стороне островной дуги, а более щелочные — либо на вулканах, удаленных к западу от основной цепи (во внутренней подзоне дуги), либо в главной цепи, но на северном окончании кулис, которые практически также уклоняются к западу от оси гряды. В последнем случае лавы имеют обычно промежуточный характер и на диаграмме точки их химических составов лежат ближе то к одной, то к другой кривой. Таким образом, вкрест простирания вулканической дуги намечается определенная закономерность в изменении щелочности лав: по мере удаления от внешней дуги к материку наблюдается постепенное повышение щелочности. Как известно, континентальные вулканы изливают обычно щелочные лавы. По всей вероятности, постепенный переход от известково-щелочных к чисто щелочным лавам обусловлен весьма глубинными условиями и связан со всей историей развития геосинклиналей и остановления платформ.

http://jurassic.ru/

Глава пятая

ТЕКТОНИКА

Курильские острова, вместе с Камчаткой и северо-восточной оконечностью о. Хоккайдо, образуют характерную для западной части Тихого океана геотектоническую структуру — двойную островную дугу. В литературе принято называть эту дугу Курило-Камчатской или сокращенно — Курильской. Ее длина не менее 2000 *км,* из которых на долю Курильских островов приходится около 1200 *км.* Островные дуги, в частности Курило-Камчатская, являются как бы промежуточной зоной между материком и океанической впадиной.

Последние десятилетия изучению современных тихоокеанских островных дуг было уделено много внимания как советскими, так и зарубежными геологами. Тектоника Курильских островов изучалась А. Н. Заварицким (1946а, б), Г. М. Власовым (1958в; 1959б, в), А. В. Горячевым (1960а), Е. К. Мархининым (1956б; 1959а, в; 1960а) и др. Большой интерес для познания строения островной дуги представляют подводные геологические исследования, проведенные Институтом океанологии АН СССР (Безруков, 1953, 1955в, г, 1958; Петелин, 1955; Удинцев, 1955а, б и др.).

Вопросам строения и происхождения островных дуг уделяют большое внимание иностранные исследователи (Беммелен, 1956, 1957; Ehara, 1954; Кюенен, 1950; Tokuda, 1926; Умбгров, 1952; Хесс 1952, 1959; Вильсон, 1959; Венинг-Мейнес и др.). Данные, приводимые в трудах этих ученых, относятся преимущественно к Индонезийской и Японской островным дугам, однако благодаря почти полной аналогии в тектоническом строении современных островных дуг, многое применимо и к Курило-Камчатской дуге. Ряд опубликованных теоретических исследований относится непосредственно к последней (Токарев, 1958, 1959; Тихонов, 1960б; Белоусов, 1955; 1960 и др.).

Тихоокеанские островные дуги широко известны как области проявления современного вулканизма, молодой тектонической деятельности и высокой сейсмичности. Вместе с тем в зонах островных дуг в настоящее время происходит накопление и переотложение мощных вулканогенных и осадочных толщ.

Для Курило-Камчатской островной дуги геосинклинальный режим, начавшись в позднемеловое время, продолжался в течение всего третичного периода и сохранился поныне. По мнению некоторых исследователей, позднемеловой—третичный этап геосинклинального развития более северного, камчатского отрезка дуги уже окончился, и здесь оформилась молодая складчатая область. Эта складчатая область связана сложными взаимоотношениями с современной геосинклинальной системой, элементами которой являются Курильские острова, Курило-Камчатская океаническая впадина, внутренние моря, прилегающие к Камчатке и Курильским островам (Власов, 1958в).

Курило-Камчатская островная дуга, как и другие Восточноазиатские островные дуги, является сооружением типа геоантиклинория, осложненного радиальными дислокациями и, вероятно, надвигами. Эта огромная геоструктура состоит из двух параллельных друг другу анти-

http://jurassic.ru/

клинальных поднятий, изогнутых в виде пологих дуг, обращенных выпуклостью в сторону океана. Радиус кривизны этих дуг около 1900—2000 *км*.

Внешнее дугообразное антиклинальное поднятие представлено островами Малой Курильской гряды и ее северо-восточным продолжением — подводным хребтом Витязь. Юго-западным окончанием этого поднятия служит п-ов Немуро (о. Хоккайдо). Характерной особенностью внешней дуги является то, что в ее строении принимают участие наиболее древние, верхнемеловые горные породы Курильских островов. Отличает ее также отсутствие третичных осадочных пород и современных действующих вулканов.

Внутренняя островная дуга является антиклинальным поднятием, протягивающимся в северо-восточном направлении в виде горного хребта. Это антиклинальное поднятие осложнено продольными и поперечными радиальными дислокациями. Юго-западный конец внутренней островной дуги проходит через о. Хоккайдо, точнее, через п-ов Сиретоко — узкую горную гряду, увенчанную действующими вулканами.

Третичные вулканические и вулканогеннно-осадочные породы Северных островов Большой Курильской дуги имеют сходство с вулканогенными толщами Юго-Восточной Камчатки. Антиклинальная структура Большой Курильской дуги через острова Парамушир и Шумшу соединяется с антиклинорием Юго-Восточной Камчатки. В третичное время непосредственным продолжением внутренней дуги Курильских островов являлась вулканическая зона юго-восточной Камчатки, которая на широте г. Петропавловска резко изгибалась к западу и далее проходила почти по оси Камчатского полуострова (Центрально-Камчатская вулканическая зона). В четвертичное время как на Большую Курильскую дугу, так и на Восточную Камчатку наложились молодые вулканические процессы, проявившиеся на Камчатке образованием Восточного вулканического пояса, а на Курильских островах — развитием цепей активных вулканов вдоль кулисообразно располагающихся разломов.

Концы внутренней островной дуги несколько приподняты относительно ее центральной части. На Камчатке и Хоккайдо обнажаются сравнительно глубокие части складчатого основания, сложенного меловыми отложениями. На северных и южных островах Большой Курильской гряды наиболее древними породами являются породы миоцена, возможно верхнего олигоцена. Фундамент островов Среднего звена Большой Курильской гряды опущен значительно сильнее. Здесь дочетвертичные породы обнажаются только на отдельных небольших участках. По мнению Ю. С. Желубовского, это опускание происходило в конце нижнечетвертичной эпохи. Что касается последующих поднятий и опусканий, то они на протяжении всей островной дуги были более или менее равномерны, о чем свидетельствуют примерно одинаковые высоты морских террас средне- и верхнечетвертичного возраста [1].

Внутренняя и внешняя островные дуги отделены друг от друга продольной впадиной, или центральным прогибом. Это, по-видимому, синклинальная структура, осложненная продольными сбросами и, быть может, надвигом, проходящим вдоль побережья Малой гряды. В этой впадине происходит интенсивное накопление современных осадков.

Восточнее внешней островной дуги, параллельно ей, протягивается Курило-Камчатская глубоководная океаническая впадина. Как показали исследования последних лет (П. Л. Безруков, Л. А. Зенкевич, В. Ф. Канаев, Г. Б. Удинцев), эта впадина представляет собой узкий ров с глубинами порядка 10 *км* и шириной в верхней части 30—35 *км*; ши-

[1] Разновозрастные террасы Курильских островов изучены слишком плохо, чтобы можно было уверенно говорить об этом. — *Прим. ред.*

http://jurassic.ru/

рина дна около 1—1,5 *км*. Восточнее о. Урупа глубина впадины достигает 10382 *м*. На бортах ее отчетливо выражены обрывы, ступени и узкие рвы, образование которых связано с неравномерными опусканиями. Впадина резко вдается в сравнительно ровное дно Тихого океана, причем разница глубин впадины и дна океана составляет около 5000 *м*. По отношению к антиклинальному поднятию островной дуги Курило-Камчатская впадина представляет собой передовой прогиб [1]. Прогиб связан с выходом на дно океана наклонной поверхности, которая является главной тектогенной зоной островной дуги. По этой поверхности происходили и происходят крупные тектонические перемещения дна Тихого океана относительно Азиатского материка. Характер этого перемещения не вполне ясен: она, вероятно, является поддвигом океанического ложа под материк (Заварицкий, 1946а, б), хотя не исключена возможность надвигания материка на дно океана.

В развитии островной дуги исключительно важное значение имеют перемещения больших масс земной коры вдоль главной тектонической зоны. С ними, вероятно, связаны поднятия и опускания отдельных блоков в районе островной дуги, а также возникновение расколов различных направлений. В прямой зависимости от всех этих перемещений стоит сейсмичность и вулканизм островной дуги. Сейсмометрические данные свидетельствуют о том, что гипоцентры поверхностных землетрясений располагаются в районе самой впадины или в незначительном удалении от нее. Эти землетрясения часто сопровождаются возникновением цунами. Последние вызываются вероятнее всего обрушениями или опусканиями, происходящими вдоль глубоководной впадины. Ближе к внутренней островной дуге или непосредственно под ней находятся гипоцентры промежуточных (по глубине) землетрясений. Наконец, к области Охотского моря приурочены гипоцентры глубокофокусных землетрясений.

Как показали исследования Б. Гутенберга и К. Рихтера (1948), А. Н. Заварицкого (1946 а, б), Видати и др., по местоположению гипоцентров землетрясений можно достаточно точно установить направления и углы наклона главной тектонической зоны. Для Курило-Камчатской дуги она имеет падение на северо-запад под углом в среднем около 40°. При таком угле падения зона проходит под островами Большой Курильской гряды на глубине 100—150 *км*.

Часть Охотского моря в районе Южного и Среднего звеньев Большой Курильской гряды также представляет собой впадину с глубинами, достигающими 3374 *м*. Эту впадину можно рассматривать как тыловой прогиб Курило-Камчатского антиклинального поднятия [2].

Применение геофизических методов открыло новые возможности для выяснения геологического строения островных дуг. Глубинное сейсмическое зондирование (Аверьянов, 1960) показало, что мощность и строение земной коры в различных участках зоны Курильской островной дуги не одинаковы. Выделяются три типа строения земной коры:

1. Океанический тип, характерный для области океанического ложа; толщина коры, включая 5-километровый слой воды, равна здесь 10—15 *км* (до границы Мохоровичича); в пределах океанического ложа мощность базальтов и осадочных пород более или менее постоянна.

2. Континентальный тип, свойственный мелководным частям Тихого океана в районе северных и южных островов Курильского архипелага; земная кора состоит здесь из осадочного, «гранитного» и «базальтового» слоев; толщина ее превышает 20 *км*.

[1] Т. е. наиболее выдвинутый в сторону Тихого океана.

[2] Т. е. находящийся в тыловой части геосинклинальной системы, «фронт» которой обращен к Тихому океану.

http://jurassic.ru/

3. Промежуточный тип, приуроченный к участку островной дуги между проливом Фриза и о. Парамуширом; осадочные породы имеют здесь мощность свыше 5 *км*, «базальты» 4—8 *км*; суммарная толщина коры, включая слой воды, равна 12—18 *км*.

Отчетливо видно, что промежуточный тип коры связан с корой океанического и континентального типов постепенными переходами. Граница же между континентальным и океаническим типами коры выражена резко. Она сопровождается быстрым выклиниванием «гранитного» слоя, сокращением толщины «базальтового» слоя и поднятием границы Мохоровичича.

Мощность рыхлых отложений на дне Охотского моря, по сейсмическим данным, не постоянна. Северная его часть, равнинная, с тонким (1—3 *км*) осадочным чехлом. На окраинах имеются прогибы, в которых мощность рыхлых отложений увеличивается. Глубина расположения границы Мохоровичича более или менее постоянна. Учитывая это, можно согласиться с А. Г. Аверьяновым, П. С. Вейцманом и другими исследователями, предполагающими, что северная часть Охотского моря представляет собой платформу, покрытую неглубоким морем.

Как отмечает А. В. Горячев (1960а), в строгом соответствии с данными глубокого сейсмического зондирования находятся гравиметрические показатели. Курило-Камчатская глубоководная впадина и Тихий океан характеризуются положительной аномалией гравитационного поля. Большей части островной дуги и Охотского моря свойственны меньшие значения аномалий. Средняя же часть островной дуги, между проливами Буссоль и Крузенштерна, имеет такое же значение силы тяжести, как и Курило-Камчатская впадина. Гравитационная съемка о. Хоккайдо, по данным японского исследователя Кендзе (Kenzo, 1958), показала, что крупная аномалия силы тяжести протягивается от п-ова Немуро по направлению к о. Шикотану. Она свидетельствует о том, что на глубине имеются породы с высоким удельным весом. Возможно, что это основные и ультраосновные породы, массивы которых обнажаются на Шикотане. Таким образом, под поднятием Малой Курильской гряды могут располагаться крупные интрузивы гипербазитов.

При взгляде на карту Большой Курильской гряды бросается в глаза кулисообразность в расположении отдельных островов при общей вытянутости их параллельно направлению Курило-Камчатской дуги. На более детальных картах видно, что на крупных островах кулисообразное расположение имеют и отдельные горные хребты вулканогенно-тектонического происхождения. Крупные кулисы — острова отделяются друг от друга проливами, более мелкие кулисы — хребты разделяются депрессиями. Каждый следующий к юго-западу остров или вытянутая возвышенность по отношению к предыдущим как бы отступают в сторону материка. Кулисообразное отступание особенно хорошо выражено в юго-западной части Большой Курильской гряды по расположению островов Симушира, Урупа, Итурупа, Кунашира, а также п-ова Сиретоко и вулканического хребта Сиранука на о. Хоккайдо. В северо-восточной части Курильского архипелага кулисообразное строение выражено хуже, но и здесь оно достаточно отчетливо. Что касается северо-восточного продолжения Курильской гряды — Камчатки, то там кулисообразное расположение продольных расколов маскируется большим количеством вулканов, а также сложной тектоникой (Заварицкий, 1940, 1948, 1955; Святловский, 1957а, б).

П. Н. Кропоткин и Г. М. Власов (1960) считают, что поперечные разломы юго-восточного направления, рассекающие островную дугу между Кунаширом и Итурупом, а также и вдоль проливов Буссоль, Крузенштерна и др., являются разломами типа сдвигов. По ним отдель-

http://jurassic.ru/

ные звенья некогда единой геоантиклинали Большой Курильской дуги смещены относительно друг друга в юго-восточном направлении. По мнению Ю. С. Желубовского, кулисообразное расположение островов и отдельных горных хребтов, разделенных проливами, может быть объяснено неравномерным пододвиганием дна Тихого океана под материк, происходящим параллельно главной тектонической зоне островной дуги. При таком движении в антиклинальной складчатой структуре островной дуги возникают скалывающие напряжения. Эти напряжения, в конечном итоге, должны привести к образованию трещин-расколов, располагающихся кулисообразно и под некоторым углом к оси антиклинальной структуры. Образование расколов, вызвавшее кулисообразное расположение отдельных элементов в Курильской дуге, можно сравнить с образованием трещин скалывания, возникающих на поверхности скручиваемого вала. Если к концам вала приложена пара сил, вращающаяся в разные стороны, то на его поверхности возникают кулисообразно расположенные трещины.

В 1958 г. Г. П. Вергуновым высказаны соображения относительно существования на о. Кунашире крупного сбросо-надвига, имеющего выдержанное северо-восточное направление. Плоскость этого нарушения падает на северо-запад под углом 70—80°. Амплитуда перемещения не менее 500—600 *м,* причем приподнято западное крыло. Г. П. Вергунов считает, что этим швом о. Кунашир делится на две структурно-фациальные зоны, совпадающие с орографическими областями острова. Западная зона соответствует хребту Докучаева. Она сложена наиболее древними из известных на острове эффузивно-осадочных пород, объединенных в кунаширскую свиту. Эти породы собраны в антиклинальную складку северо-восточного простирания, сильно смяты и прорваны интрузиями гранитоидов. На их размытой поверхности покоятся маломощные покровы раннечетвертичного возраста, но молодые вулканы отсутствуют. В западной зоне имеются многочисленные рудопроявления.

В восточной зоне развиты относительно слабо сцементированные неогеновые образования, на которых залегают позднечетвертичные андезито-базальтовые лавы. Интрузивные породы представлены здесь лишь небольшими штоками кварцевого диорита, значительно более молодыми, чем гранитоиды западной зоны. Из полезных ископаемых в этой зоне известна только сера и каменные строительные материалы. Вдоль структурного шва тянутся полосы средних и кислых эффузивов неогена, а также средних и основных эффузивов нижнечетвертичного возраста. По мнению Г. П. Вергунова, структурный шов о. Кунашира образовался не позднее второй половины палеогена, когда отложения были смяты в антиклинальную складку, ядро которой прорвано затем интрузиями гранитоидов нижнемиоценового возраста. Восточная зона в конце палеогена испытала опускание и в ней происходило интенсивное осадконакопление. Начало четвертичного периода ознаменовалось преимущественным поднятием восточной зоны, сложенной неогеном. В это время шов послужил каналом для излияния лав среднего и основного состава (Вергунов, 1958). Г. П. Вергунов склонен распространить выделенные им структурно-фациальные зоны и на другие острова Южной группы. При этом к западной зоне отнесена лишь северо-западная часть о. Кунашира, острова же Итуруп и Уруп целиком располагаются в восточной зоне.

Существование на о. Кунашире структурного шва, определяющего распределение структурно-фациальных зон, вызывает сомнение у большинства исследователей, работавших на Курильских островах (Ю. С. Желубовский, Г. М. Власов, Г. С. Горшков, Е. К. Мархинин и др.). На о. Кунашире действительно существуют продольные разломы, отме-

http://jurassic.ru/

чавшиеся также Ю. С. Желубовским и Е. К. Мархининым (1957а, в; 1959а). Однако эти разломы не имеют такого исключительного значения в строении острова. Е. К. Мархинин, детально изучавший Кунашир, не отмечает какой-либо резкой разницы в геологическом строении восточной и западной частей острова. Ю. С. Желубовским в 1960 г. на о. Кунашире были проведены специальные наблюдения, показавшие, что интрузив мыса Мечникова на тихоокеанском побережье, приуроченный к сильно измененным породам кунаширской свиты, одновозрастен с аналогичными интрузивами западного побережья. Залегающие в основании четвертичной эффузивно-туфогенной толщи нижнечетвертичные эффузивы одинаковы с эффузивами западной части острова. В северо-западной его части расположен молодой вулкан Руруй, что также противоречит представлениям Г. П. Вергунова. Сбросо-надвиговая зона почти на всем своем протяжении скрыта под четвертичными отложениями. Там же, где она обнажена, нет достаточно убедительных данных для суждения о большом масштабе перемещения, отмечаемом Г. П. Вергуновым.

Преждевременно также распространять особенности восточной зоны и на острова Итуруп и Уруп, где последними работами устанавливается значительное распространение нижнемиоценовых отложений, сходных с развитыми в северо-западной части о. Кунашира. Более вероятно, что кунаширский разлом относится все же к категории местных нарушений, а западная зона представляет собой поднятый вдоль разлома блок хребта Докучаева, с которого эрозией удалены бывшие на нем более молодые, чем олигоцен(?)-нижнемиоценовые отложения. К категории таких же местных нарушений может относиться предположенная Ю. С. Желубовским надвиговая зона на о. Шикотане, проходящая между интрузивом основных пород и породами шикотанской серии.

На Курильских островах по характеру и степени дислоцированности пород отчетливо выделяется шесть структурных ярусов, соответствующих следующим стратиграфическим подразделениям: 1) шикотанской верхнемеловой серии, 2) предполагаемым палеогеновым отложениям Малой Курильской гряды, 3) среднепарамуширской серии (верхний олигоцен? — нижний миоцен), 4) итурупской серии (средний миоцен), 5) утесной серии (верхний миоцен — плиоцен), 6) четвертичным породам [1].

Первый структурный ярус представлен лишь на островах Малой Курильской гряды. На о. Шикотане отчетливо выражена антиклинальная складка северо-восточного простирания; на юго-западе ее продолжением являются мелкие острова Малой гряды и п-ов Немуро на о. Хоккайдо. Северо-западное крыло этой структуры, по-видимому, опущено в результате дизъюнктивной дислокации и абрадировано. Эффузивно-туфогенные породы матакотанской свиты в пределах о. Шикотана имеют северо-восточные простирания и падают на юго-восток под углом 20—22°. Они с небольшим несогласием перекрыты малокурильской свитой. При согласном простирании углы падения пород малокурильской свиты составляют 8—10°. Угловое несогласие между этими свитами не во всех обнажениях отчетливо выражено, но местами оно несомненно. Это несогласие связано, вероятно, с проявлением поздней фазы иеншаньской складчатости [2].

---

[1] Ю. С. Желубовский группирует указанные ярусы (которые он называет подэтажами) в два этажа. Нижний включает первые пять ярусов, к верхнему отнесены лишь четвертичные отложения.

[2] Общее согласие простирания матакотанской и малокурильской свит и сходство их литологического состава свидетельствуют об отсутствии сколько-нибудь значительного несогласия между ними, на что указывал еще Я. Саса. — *Прим. ред.*

http://jurassic.ru/

Отсутствие непосредственных контактов не позволяет установить характер взаимоотношений между верхнемеловыми отложениями и принадлежащими ко второму ярусу эффузивами, условно отнесенными в Малой Курильской гряде к палеогену. По-видимому, они залегают несогласно, что вызвано поднятием внешней островной дуги, сопровождавшимся образованием складок и расколов. Этот диастрофизм происходил в конце верхнего мела — начале палеогена (ларамийская складчатость). К этому же времени могли быть приурочены интрузии основной магмы в пределах внешней островной дуги и образование многочисленных расколов, к которым приурочены внедрения и излияния андезитовой магмы. В дальнейшем, возможно в позднюю фазу ларамийской складчатости, покровы эффузивов были собраны в складки, более пологие, чем складки малокурильской свиты. Близ контакта верхнемеловых интрузивов с малокурильской свитой наблюдается большое количество даек андезита. Можно предположить, что вдоль этого контакта происходили тектонические перемещения.

Третий структурный ярус, дислокации которого связаны с движениями курильской складчатости в конце раннего миоцена, включает верхнеолигоцен(?)-нижнемиоценовые породы среднепарамуширской серии. Этот ярус отчетливо выражен на островах Кунашире, Итурупе, Урупе, Парамушире и Шумшу. На охотском побережье Кунашира палеоген(?)-нижнемиоценовые отложения (кунаширская свита) сложены в крутые складки общего северо-восточного простирания, иногда осложненные дополнительными мелкими субмеридиональными складками. Некоторые складки хребта Докучаева асимметричны и опрокинуты на запад, в сторону Охотского массива. Особенно сильно породы кунаширской свиты смяты у тихоокеанского берега. Здесь складки кунаширской свиты осложнены многочисленными разломами, к которым приурочены жилы различного состава и зоны проявления интенсивной парогидротермальной деятельности. Интрузии гранитоидов в основном, вероятно, происходили по разломам, секущим кунаширскую свиту, но в некоторых случаях контакты интрузивов согласны с залеганием этой свиты.

Отложения среднепарамуширской серии на о. Урупе также сильно дислоцированы. Наблюдавшееся здесь, по данным Ю. С. Желубовского, северо-западное простирание слоев нижнемиоценовых пород не соответствует общей ориентировке островной дуги; падение же пород обычно на северо-восток[1] под углом 40—50°.

По материалам Г. П. Вергунова, Ю. К. Гуменного и А. Ф. Прялухиной, миоценовые отложения о. Урупа, среди которых, возможно, присутствуют и палеогеновые образования, слагают большую антиклинальную складку северо-восточного простирания, осложненную складками второго порядка и многочисленными дизъюнктивными нарушениями. Система крупных разломов северо-восточного и северо-западного направлений обусловила блоковую структуру острова. Наиболее крупное нарушение проходит вдоль восточного побережья о. Урупа от бухты Красных скал до мыса Темного.

На о. Парамушире палеоген(?)-нижнемиоценовые породы сложены в сравнительно крутые (углы падения слоев 40—50°) складки северо-восточного простирания (СВ 30—55°), сильно разбитые разломами. Главной структурой является антиклинорий, ось которого совпадает с общим простиранием островной дуги и удлинением острова. Антиклинорий протягивается в северо-восточной части острова, продолжается на о. Шумшу и далее на Юго-Восточную Камчатку. Ось антиклинория

[1] Данных для вывода о северо-западном простирании третичных пород на о. Урупе недостаточно. — *Прим. ред.*

http://jurassic.ru/

погружается в северной части о. Парамушира, что обусловливает там периклинальное залегание слоев; на о. Шумшу ось его резко вздымается, с чем связаны выходы древних третичных пород на северо-восточной оконечности острова. Особенно сильно нарушены породы в ядре антиклинория; здесь наблюдается их рассланцевание, резвитие кливажа течения и разломов, нередко совершенно маскирующих слоистость.

Крупные разломы образуют на островах Парамушире и Шумшу систему двух направлений — продольного и поперечного по отношению к простиранию островной дуги. Кроме того, по данным К. Ф. Сергеева имеются разломы почти меридионального направления, определяющие распределение современных вулканов.

Четвертый структурный ярус слагают породы среднего миоцена, объединенные в итурупскую серию. Они дислоцированы в алеутскую фазу складчатости, проявившуюся в конце среднего миоцена. Складчатость эта, по-видимому, сопровождалась внедрением гранитоидных (главным образом диоритовых) интрузий. Нижние горизонты куйбышевской свиты, по наблюдениям Ю. С. Желубовского, дислоцированы сильнее, чем верхние. Возможно, это связано с конседиментационной складчатостью отложений среднего миоцена.

На о. Кунашире отложения итурупской серии, по данным Г. П. Вергунова, Ю. К. Гуменного и А. Ф. Прялухиной, сложены в сравнительно пологие складки северо-восточного простирания.

На охотском побережье о. Итурупа, в районе, прилегающем к р. Куйбышевке, отчетливо выражена антиклинальная складка пород итурупской серии. Близ пос. Куйбышево крыло антиклинальной складки падает на ССЗ под углом 20°, южнее, в глубине перешейка, ближе к перегибу складки, угол падения постепенно уменьшается до 7°. Второе крыло этой складки падает на юго-восток под углом 5°.

Отложения верхнего миоцена и плиоцена, образующие пятый структурный ярус, дислоцированы незначительно. Складки, в которые собраны породы парусной, рыбаковской, океанской и других свит, очень пологие, в большинстве своем имеют северо-восточное простирание; они осложнены крутыми мелкими складками второго порядка. Возможно, эта мелкая складчатость связана с местными дислокациями. Подобная картина наблюдается на островах Кунашире, Парамушире, Итурупе и Шумшу, где в уступах абразионных террас, при общем очень пологом падении плиоценовых отложений, в складках второго порядка наблюдаются углы падения до 15—25°. Наряду с этим в плиоценовых отложениях прослеживаются многочисленные разрывные нарушения.

Переходя к верхнему, шестому структурному ярусу можно отметить резкое отличие его от нижележащих. В конце плиоцена, после того как произошло выравнивание рельефа, началось новое поднятие, сопровождавшееся расколами и излияниями лав. Обширные лавовые покровы, излившиеся на выровненную поверхность, в течение четвертичного периода подверглись дислокациям преимущественно радиального характера. Происходили неравномерные блоковые поднятия, благодаря которым как выровненный дочетвертичный рельеф, так и покровы, образованные нижнечетвертичными эффузивами, приобрели наклон. Наличие тектонических нарушений в четвертичных эффузивных покровах доказывается непосредственными наблюдениями сбросовых уступов и зон дробления пород у разломов. Г. М. Власов (1959в) по р. Заозерной на о. Парамушире описал тектоническое нарушение в древнечетвертичном ледниковом троге; одна часть этого трога вдоль разлома приподнята по отношению к другой. Много небольших подвижек, выраженных зеркалами скольжения, имеется среди четвертичных гидротермально измененных пород островов Итурупа и Парамушира. Ю. С. Желубовский отме-

http://jurassic.ru/

чает мелкие складки (возможно оползневого характера) в нижнечетвертичных туфогенных отложениях о. Итурупа (рис. 130). На Кунашире плато-эффузивы сохранились на отдельных, наиболее приподнятых участках хребта Докучаева. Покров их имеет отчетливый наклон в 2—3° на юго-запад. В северо-восточной части хребта Докучаева они залегают на высотных отметках более 1000 *м*, в центральной части острова они слагают плоскую вершину горы Герасимова (842 *м*), далее к юго-западу — гору Треугольник (578 *м*) и еще далее — гору Фрегат (481 *м*). По мнению Е. К. Мархинина (1959а), столовые горы Фрегат, Треугольник и др., обладающие различными высотами и плоскими вершинами, имеющими отчетливые наклоны, являются мезами, испытавшими вертикальные поднятия различной интенсивности. В районе пос. Алехина и мыса Докучаева они местами спускаются до уровня моря. Также отчетливо выражен наклон базальтового нижнечетвертичного покрова в северо-восточной части о. Итурупа. Этот покров образует обширное водораздельное плато между реками Славной и Медвежьей. Высота его более 400 *м*. Имея наклон на юго-запад, плато постепенно снижается и в районе бухты Медвежьей доходит до уровня моря. Покров, подстилающий вулканогенные образования п-ова Чирипа, по-видимому, также имеет наклон порядка 2—3° на юг или юго-запад. В южной части этого полуострова проходит широтный сброс. Как видно, незначительные углы наклона плато-эффузивов могут быть обусловлены и не тектоническими движениями, а первичным наклонным положением потоков.

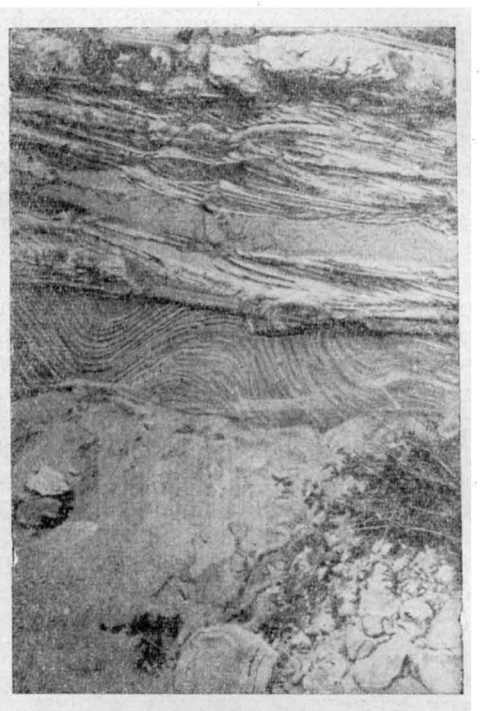


Рис. 130. Мелкие складки в нижнечетвертичных отложениях о. Итурупа. (Примерный масштаб 1 : 50). Фото Ю. С. Желубовского

Г. М. Власов (1959в) считает, что четвертичные лавовые покровы водоразделов лишь «бронируют» высокие поверхности денудационного выравнивания, развитые на Курильских островах. Образование наиболее высокого уровня 700—1100 *м* относится к концу плиоцена—началу четвертичного периода. По относительной высоте этой поверхности над современным уровнем моря можно судить об интенсивности поднятий в четвертичное время в различных частях Курило-Камчатской дуги.

А. В. Горячев (1960а) сравнивает плоские вершины о. Кунашира с денудационными уровнями о. Хоккайдо, где выше морской 30—50-метровой террасы развита денудационная поверхность с высотными отметками 200—300 *м*. Эта поверхность у японских исследователей носит название Хоробецу. Выше располагаются еще три денудационных уровня с абсолютными высотными отметками 400—700; 800—900 и 1200 *м*. По данным А. В. Горячева, на о. Итурупе также имеются денудационные поверхности с отметками 50—70; 150—200; 400—450 и 500—550 *м*. Прослеживаются они и на других островах. С мезами, как пишет

http://jurassic.ru/

указанный автор, эти уровни ничего общего не имеют. А. В. Горячев, сопоставляя денудационные уровни Большой и Малой гряд, делает вывод о неравномерности поднятия Большой Курильской гряды в неоген-четвертичное время. Максимальные скорости поднятия характерны для Хоккайдо и Камчатки, т. е. для краевых частей островной дуги. Центральная же часть дуги, располагающаяся между проливами Буссоль и Крузенштерна, отстает от общего поднятия. Эта часть гряды испытывает в настоящее время интенсивное прогибание.

По мнению Ю. С. Желубовского, поднятие в конце древнечетвертичной эпохи происходило действительно неравномерно, чем и объясняется то, что на островах Кунашире, Итурупе и Парамушире древнечетвертичные эффузивы приподняты сильнее, чем на островах центральной части гряды. Последующие вертикальные движения островов в четвертичное время, по мнению Ю. С. Желубовского, были равномерными.

Многочисленные вулканы и горячие источники на Курильских островах приурочены к прямолинейным тектоническим нарушениям — расколам. Отчетливо намечаются два направления в расположениях этих расколов — продольные и поперечные. Первые, наиболее распространенные и четко выраженные, ориентированы параллельно общей вытянутости островов. Так же как и сами острова, продольные разломы располагаются кулисообразно по отношению друг к другу.

Исследования Института океанологии АН СССР показали, что в пределах Курильского архипелага имеется также большое количество подводных вулканов. Они располагаются или в пределах самого антиклинального поднятия Большой гряды, или на его северо-западном склоне. На юго-восточном склоне известны только единичные вулканы (Безруков и др., 1958). Очевидно, четвертичные расколы связаны с зонами растяжений в сводовой части антиклинального поднятия внутренней островной дуги и в меньшей мере в ее тыловой части. Эти растяжения возникли в связи с общим и притом неравномерным поднятием внутренней островной дуги, возобновившимся в начале четвертичного периода. Вероятно, вдоль расколов неоднократно происходили незначительные вертикальные и горизонтальные перемещения. Довольно отчетливо выражены продольные расколы на о. Кунашире. К северо-западному расколу, проходящему вдоль охотского берега острова, приурочены многочисленные горячие источники. Здесь же наблюдается значительное количество интрузивных массивов и зон гидротермально измененных пород с рудопроявлениями. Второй раскол протягивается вдоль тихоокеанского побережья о. Кунашира. Е. К. Мархинин (1959а) считает, что к нему приурочены вулканы Менделеева, Головнина, Тятя, а также кальдера оз. Песчаного и горячий источник Добрый Ключ. По предположению Ю. С. Желубовского, по этому расколу произошло небольшое вертикальное перемещение, причем опущенным является юго-восточное крыло.

На о. Итурупе намечаются два продольных разлома с приуроченными к ним вулканами и один поперечный, почти меридионального направления. На о. Парамушире, кроме продольного разлома, проходящего вдоль хребта Вернадского, имеются два меридиональных, с которыми главным образом связана современная вулканическая деятельность. Вулканы п-ова Чирипа, а также вулканы Руруй, Фусс, Горящая сопка расположены, вероятно, вдоль поперечных разломов. Некоторые крупные вулканы возникли на месте пересечения продольных и поперечных разломов. Местами тектонические нарушения, имеющие характер сбросов или сдвигов, обусловили очертания отдельных участков морского берега, другие отчетливо выражены в рельефе в виде уступов. В их ориентировке намечаются те же два направления — параллельное

http://jurassic.ru/

островной дуге и примерно поперечное к ней. Тектоническими нарушениями первого направления обусловлены прямолинейные участки побережий островов Кунашира, Урупа, Итурупа, Шумшу и др. На о. Парамушире гора Маяк является, по-видимому, горстом, ограниченным северо-восточными сбросами. Второе, поперечное направление тектонических нарушений, вероятнее всего — сбросов, хорошо выражено на островах Малой гряды. Этими сбросами можно объяснить не только смещение геологических границ в центральной части о. Шикотана, но и прямолинейные уступы рельефа северо-восточного направления, отчетливо выраженные как во внутренней части этого острова, так и на его побережье. В начале современной эпохи, или по терминологии Саса в аллювиальном периоде, происходило частичное опускание о. Шикотана, после чего наступил период относительного покоя. Из-за того, что опускание в северо-западной части острова имело бóльшие амплитуды, чем в юго-восточной, водораздельные высоты острова были как бы сдвинуты к юго-востоку (Саса, 1936).

Существенное значение в тектонике Курило-Камчатской островной дуги имеют разломы, с которыми связано происхождение проливов, разделяющих острова. Разломы, соответствующие проливам Кунаширскому, Екатерины, Фриза, Первому и некоторым другим, возникли, вероятно, еще в плиоцене, но в четвертичное время по этим разломам возобновились тектонические подвижки. На дне некоторых проливов имеются глубокие подводные депрессии. Они выявлены на дне наиболее глубоких проливов — Буссоль и Крузенштерна, разделяющих Большую Курильскую гряду на три звена — южное, среднее и северное.

В. И. Тихонов (1959) высказал предположение, что поперечные разломы приурочены к крыльям древних структурных этажей, залегающих в основании Курило-Камчатской островной дуги и перекрытых молодыми образованиями. Более естественно образование этих разломов связывать с поперечными разрывами молодых структур, происходящими вследствие их неравномерного поднятия по простиранию. Развитие подобных поперечных расколов наблюдается во всех молодых складчатых областях (Камчатка, Сахалин и др.).

На островах Большой Курильской гряды отмечаются проявления четвертичной вулканической тектоники. Деформации, связанные с четвертичным, в частности с современным вулканизмом, носят характер различных разломов и прогибов и обычно наблюдаются вблизи крупных вулканов. Своим возникновением они обязаны тому, что при извержении вулканов количество выброшенного на поверхность материала не всегда компенсируется равным количеством магмы, поднявшейся из глубин, благодаря чему в основании вулканов могут возникнуть полости. Кровли таких полостей не выдерживают огромной внешней нагрузки, создаваемой вулканическими конусами и окружающими их покровами. В результате происходят обрушения и прогибания кровли, нередко выраженные в рельефе.

Еще Мильн (Milne, 1879), наблюдая вулкан Алаид, обратил внимание на то, что профиль склона этого вулкана имеет форму логарифмической кривой. Если в верхней части склона крутизна его достигает 30°, а в средней 12—13°, то у основания вулкана наблюдается наклон поверхности в обратную сторону, т. е. к центру вулкана. Моллит объяснял это явление прогибанием основания вулкана под тяжестью конуса. Такой характерный профиль имеют склоны многих вулканов, в частности Тятя, Атсонупури и др. Подобный профиль связан, вероятно, не только с прогибанием склонов, но и со смывом рыхлых продуктов вулканической деятельности с верхней части склона к подошве. На о. Итурупе прогибанием основания может быть объяснено происхождение

http://jurassic.ru/

депрессии, примыкающей с юго-запада к вулкану Чирипу. Поблизости от этого вулкана, на берегу моря, в отложениях плиоцена отчетливо выражены ступенчатые сбросы, подтверждающие предположение о наличии прогиба основания вулкана. Прогибы основания, по-видимому, имеются у подошвы северного склона вулкана Берутарубе. Одним из фактов, подтверждающих прогибание вулканов, является то, что в их основании очень редко вскрываются дочетвертичные отложения; почти все известные обнажения последних расположены в удалении от вулканов, там, где прогиб основания отсутствует.

Результатом проявления вулканической тектоники являются кальдеры. Происхождение наиболее крупных кальдер Большой Курильской гряды связано с эксплозиями при извержении лав кислого состава. Наиболее крупные кальдеры, например, кальдера вулкана Заварицкого на о. Симушире, Головнина на о. Кунашире, Львиная Пасть на о. Итурупе и некоторые другие, окружены огромными количествами пирокластического материала, выброшенного вулканическими взрывами. Е. К. Мархинин (1949а) на примере кальдеры вулкана Менделеева на о. Кунашире показал возможность образования кальдер в результате извержения вулканами больших масс лавы и возникновения вследствие этого полости под магматическим очагом. Кальдерное опускание в эту полость происходит по кольцевым трещинам.

В. И. Влодавец (1954б) высказал предположение, что деятельность вулканов, извергающих породы кислого состава, часто сопровождается взрывами, образованием кольцевых трещин и кальдер, в то время как появление радиальных разломов приурочено к вулканам, изливавшим базальтовые и андезито-базальтовые лавы. Кольцевые и радиальные разломы, к которым часто приурочены выделения вулканических газов и выходы минеральных источников, наблюдаются на многих вулканах Курильских островов. Однако избирательная приуроченность тех или других трещин к определенным вулканам сомнительна. Е. К. Мархинин отмечает кольцевые трещины на вулканах Тятя и Головнина; для первого из них характерны базальтовые и андезито-базальтовые излияния. Ю. С. Желубовский отмечал наличие кольцевых и радиальных трещин на склонах вулкана Берутарубе. Хорошо выражены кольцевые трещины в кратере вулкана Эбеко на о. Парамушире. К ним приурочены многочисленные выходы сольфатарных газов. Г. М. Власов наблюдал как радиальные, так и кольцевые трещины на склонах вулканов Барановского на о. Итурупе.

Как известно, вулканическим излияниям предшествует обычно общее поднятие вулканического конуса, связанное, очевидно, с повышением давления внутри вулканического очага и в вулканическом канале. После извержения, когда произойдет спад внутреннего давления, вулканический конус как бы оседает. Естественно, что при этом образуются многочисленные, беспорядочно ориентированные трещины. Они наблюдались Ю. С. Желубовским на многих вулканах, в частности, на вершине вулкана Черного (о. Чирпой) и на Горелой сопке (о. Симушир).

Г. С. Горшков (1959 а, б) отмечает значительную роль разломов и опусканий на о. Шиашкотане. Древний конус вулкана Синарка разбит двумя пересекающимися разломами. Юго-восточный и северо-западный участки вулкана по этим разломам опущены, в результате чего возникли два секторных грабена. А. К. Марков (1958) и Е. К. Мархинин (1959а) описали под названием структуры «битой тарелки» густую сеть неправильно расположенных трещин на сольфатарных полях вулкана Головнина на о. Кунашире. Там же Е. К. Мархинин отметил под наименованием «черепаховой структуры» многочисленные трещины в кровле андезито-дацитового купола.

http://jurassic.ru/

Глава шестая

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

ГЕОМОРФОЛОГИЯ КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВОВ

Представления о геоморфологии Курильских островов основаны главным образом на данных, полученных при геологосъемочных и поисковых работах, проводившихся на островах (Ю. С. Желубовский, 1952 г.; Р. Е. Остроумов, 1946 г.; Г. М. Власов, 1948 г.; 1958е и др.), а также при вулканологических исследованиях (Горшков, 1953, 1954в, д, 1958в). Специальные геоморфологические наблюдения на Курильских островах и побережье Охотского моря ограничиваются работами Г. В. Корсунской (1948б, 1958), В. Ф. Канаева (1960), Ю. Ф. Чемекова (1957), Г. У. Линдберга (1946). Собственные материалы, а также данные других авторов Г. В. Корсунской обобщены в физико-географическом очерке Курильских островов (1958 г.). Изучение геоморфологии донного рельефа у Курильских островов стало возможно после организации океанологических исследований в северо-западной части Тихого океана на судне «Витязь». Большое число работ, посвященных особенностям геоморфологии и тектоники дна Тихого океана и окраинных морей, принадлежит Г. Б. Удинцеву (1955а, б; 1956, 1957, 1960).

Курильские острова, если принять во внимание их подводный рельеф, представляют собой два высоких дугообразных хребта, разделенных продольной ложбиной (рис. 131). Над дном Южно-Охотской впадины хребты поднимаются на высоту до 5700 *м*, над Курило-Камчатской впадиной — до 11 700 *м*. Высота вершин хребтов над уровнем океана составляет 1500—1800 *м*. Глубокими (до 1400 *м*) проливами курильские хребты разделяются на несколько звеньев, выраженных на поверхности океана группами островов. Часть курильских вулканов значительно смещена в сторону Охотского моря и располагается на западном склоне подводного хребта Большой Курильской дуги (Алаид, Маканруши, Чиринкотан, Броутона). Некоторые авторы предполагают поэтому возможность существования в Курильской дуге, кроме Большой и Малой Курильских гряд, третьей цепи вулканических островов (Г. С. Горшков).

В отношении происхождения Курильских островов нет общего мнения. Г. В. Корсунская, не отрицая принадлежности Курильских островов к современным геосинклиналям, рассматривает их как часть материка, испытавшую недавно сильное погружение. Ю. Ф. Чемеков считает Курильские острова вместе с Камчаткой областью, находящейся с начала палеозоя в процессе геосинклинального развития, который не закончился и сейчас. По мнению А. В. Горячева (1960а), Курильские острова во многом отличаются от типичных геосинклинальных областей; он считает установленным общее современное опускание островов, амплитуда которого наибольшей величины достигает в средней части Курильской дуги. Г. Б. Удинцев объясняет особенности тектонической структуры и геоморфологии Курильских островов и прилегающих к ним акваторий тектонической переработкой океанических структур в зоне перехода от океана к материку.

http://jurassic.ru/

Имеющиеся сведения об истории геологического развития Курильских островов говорят о том, что Курильские острова нельзя рассматривать как «обломки» складчатых областей материка. На месте Малой и Большой Курильских островных дуг в позднемеловое и третичное время существовали тектонические активные прогибы, в последующем преоб-

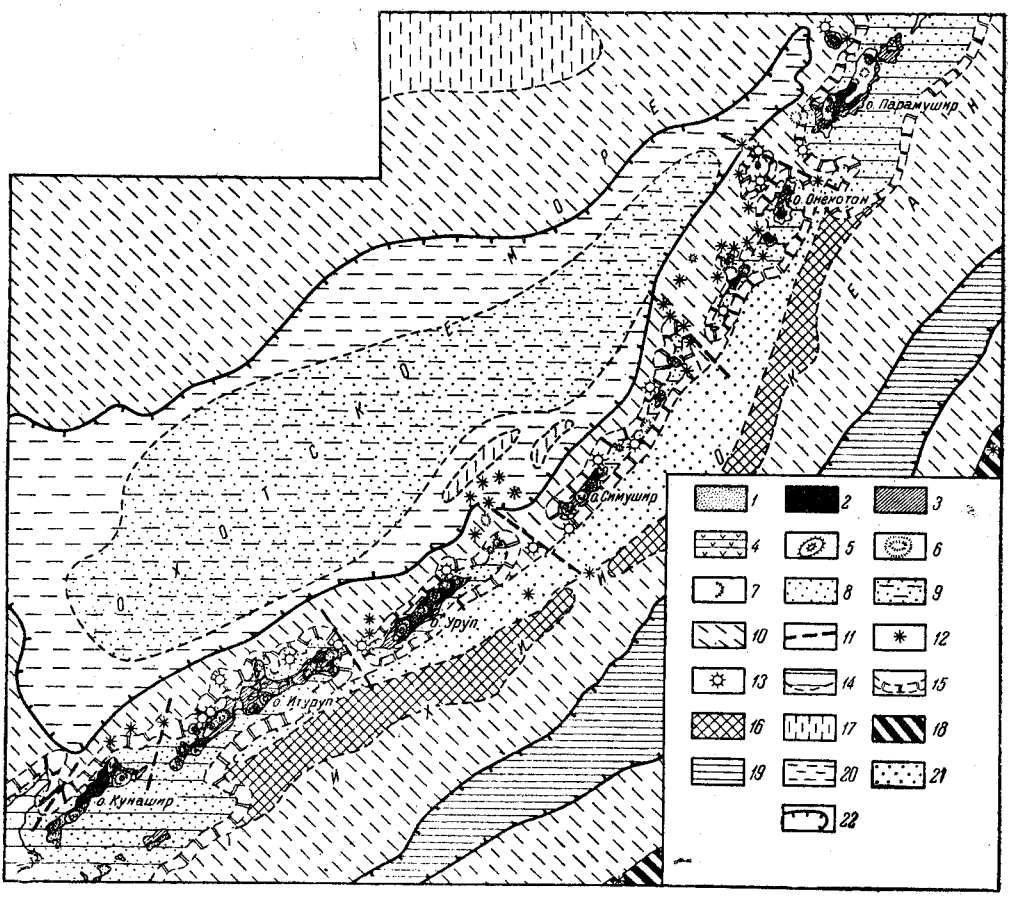


Рис. 131. Схематическая геоморфологическая карта Курильских островов. По Г. М. Власову

1 — равнинные поверхности морских террас; *2* — сильно расчлененный рельеф (близкий к среднегорью); *3* — выровненные поверхности с полого-холмистым рельефом; *4* — вулканические нагорья и плато; *5* — конусы действующих вулканов; *6* — разрушенные массивы потухших вулканов; *7* — кальдеры; *8* — затопленные субаэральные равнины, обработанные волновыми процессами; *9* — аккумулятивные подводные равнины; *10* — склоны трещинно-глыбового расчленения с формами неволновой аккумуляции и размыва; *11* — разломы, выраженные в донном рельефе; *12* — конические подводные вулканы; *13* — плосковерхие подводные вулканические горы; *14* — материковая отмель; *15* — материковый склон; *16* — подводные хребты; *17* — подводные плато и возвышенности; *18* — океанические валы; *19* — Курило-Камчатская океаническая впадина; *20* — Южно-Охотская впадина; *21* — Центрально-Курильская впадина; *22* — границы районов интенсивных опусканий (впадин)

разовавшиеся в поднятия — хребты, надводная часть которых теперь образует цепи островов. Более ранние поднятия произошли в зоне Малых Курильских островов, которая, по-видимому, еще в конце мелового — начале палеогенового времени превратилась в горный хребет, подвергшийся воздействию эрозии и денудации в течение значительной части палеогенового и неогенового времени. В последующем поднятия в зоне Малой Курильской гряды сменились опусканиями и ее значительно выровненный рельеф оказался почти полностью скрытым морскими водами (хребет Витязь). Новейшие поднятия Малой Курильской

http://jurassic.ru/

дуги имеют еще незначительную амплитуду и не вызвали осушения подводного хребта. По мнению некоторых авторов (Корсунская, 1958), опускание малых Курильских островов продолжается и в настоящее время.

В прогибе, соответствовавшем зоне Большой Курильской дуги, накопление вулканогенных и вулканогенно-обломочных пород продолжалось до конца третичного времени. Лишь в конце плиоцена зона Большой Курильской дуги превратилась в сушу. В это время суша существовала и на площади современного Охотского моря. Ослабление тектонических движений в конце неогеновой эпохи способствовало выравниванию рельефа и пологие сводообразные курильские хребты почти сливались со слабо всхолмленной поверхностью материка.

Дальнейшая тектоническая активизация района была связана с развитием Курило-Камчатской океанической впадины. Она вызвала в начале четвертичного времени обновление горного рельефа Курильских островов и оживление вулканической деятельности. Общая амплитуда четвертичных поднятий уменьшается к средней части островной цепи, которая и сейчас имеет характер подводного хребта с отдельными возвышающимися над уровнем моря вулканами.

Поднятие главных антиклинальных структур — Большой и Малой Курильских гряд — в четвертичное время сопровождалось опусканиями площадей впадин Курило-Камчатской, Центрально-Курильской и Южно-Охотской. У сопряжения поднимающейся Большой Курильской гряды и соседней Курило-Камчатской впадины развивались трещины растяжения, вдоль которых располагаются теперь вулканы. Поперечные расколы разделили поднятую антиклинальную структуру Большой Курильской дуги на ряд блоков. К этим поперечным разломам теперь приурочены современные глубокие курильские проливы.

Такова в самых общих чертах история образования рельефа Курильских островов и прилегающих к ним площадей морского дна.

Основными факторами, влияющими на формирование главных особенностей рельефа Курильских островов, были и остаются тектоника и вулканические процессы. На приподнятых блоках, располагающихся в отдалении от четвертичных вулканических центров, эрозионной деятельностью образован низкогорный (местами приближающийся по морфологии к среднегорному) денудационно-тектонический рельеф. Наиболее типичным примером таких горных районов является хребет Докучаева на о. Кунашире. На вершинах большинства денудационно-тектонических хребтов сохранились значительные участки позднеплиоцен-раннечетвертичного выровненного рельефа (острова Уруп и Парамушир). На менее приподнятых островах выровненные поверхности остались почти ненарушенными эрозионной деятельностью (острова Шикотан, Шумшу). Вдоль вулканических зон возникали цепи вулканов или вырастали (при сильно сближенных вулканических центрах) вулканические хребты.

Поднятия и обилие рыхлого, нередко легкоплавучего (пемза) вулканического материала способствуют образованию на Курильских островах террас и песчано-галечниковых отмелей, соединяющих отдельные вулканические массивы. Наиболее крупные острова Большой Курильской дуги состоят из нескольких таких массивов, сочлененных друг с другом морскими террасами. На о. Итурупе их не менее десяти.

Значительная часть вулканов Курильских островов находится на пьедестале, сложенном мощными толщами вулканогенно-обломочных пород. Толщи эти слагают высокие морские террасы и образовались от разрушения морем первоначально возникавших надводных вулканических построек. У многих курильских вулканов хорошо виден постепен-

http://jurassic.ru/

ный переход полого, а затем более круто поднимающейся поверхности морской террасы в крутой склон вулканического конуса, выраставшего на руинах своих предшественников — эмбриональных вулканов, разрушенных абразией. Такое взаимоотношение надводной вулканической постройки с подводным рельефом чрезвычайно отчетливо выражено на вулкане Фусса (о. Парамушир). Возникновение надводного вулкана в результате подводного извержения произошло буквально на глазах в 1933—1934 гг. у берегов о. Алаида. При подводном извержении здесь образовался новый вулкан (о. Такетоми), который стал быстро разрушаться морем. Скорость разрушения берега абразией составляла почти 50 *м* в год. За счет обломочного материала, полученного при разрушении вулкана, образовались две косы. По данным Г. В. Корсунской, за год длина кос увеличилась на 300 *м*, при глубине пролива более 25 *м*.

Ледниковая деятельность наложила значительные следы на рельеф лишь Северных Курильских островов, где в четвертичное время было не менее двух оледенений, а небольшие ледники имеются местами и сейчас. Они приурочены или к наиболее высоким вершинам (о. Алаид) или к депрессиям рельефа с благоприятными условиями для накопления в зимнее время снега. Так, на о. Парамушире высота над уровнем моря нижнего края небольшого ледника в кальдере у р. Заозерной составляет лишь 600 *м*. Образованию ледника здесь способствует наметание зимними ветрами в кальдеру большого количества снега с пологого западного склона острова.

Влияние на рельеф оказывают и климатические особенности Курильских островов. Быстрое таяние мощного снегового покрова в начале лета вызывает подъем уровня горных потоков и развитие пролювиальных отложений. Сильные ветры способствуют выдуванию со склонов мелкообломочного материала. На берегах морских проливов обычно образуются дюны, движение которых иногда угрожает населенным пунктам (о. Итуруп).

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ РАЙОНЫ

Горный рельеф. В горных районах островов наиболее распространенными типами рельефа являются денудационно-тектонический и вулканический (местами переходящий в денудационно-вулканический).

Денудационно-тектонический рельеф развит на верхнемеловых и третичных вулканогенных и вулканогенно-осадочных породах. Он хорошо выражен в северо-западной части о. Кунашира, в средней части островов Итурупа и Парамушира, на большей части площади о. Урупа. На участках, сложенных устойчивыми вулканогенными породами и испытавших значительные поднятия, рельеф приближается к среднегорному, хотя относительные отметки высот обычно не превышают нескольких сотен метров. Расчлененность рельефа подчеркивается крутыми склонами возвышенностей, узкими, ущельевидными долинами рек и высокими обрывистыми морскими берегами. На вершинах хребтов часто располагаются значительные участки выровненного рельефа.

Более широко распространен на островах низкогорный полого-холмистый рельеф с мягкими очертаниями склонов возвышенностей, абсолютные высоты которых обычно не превышают 100—200 *м*. Склоны их иногда почти целиком покрыты растительностью. Глубина речных долин здесь редко достигает 100 *м*. В большинстве случаев такой рельеф также образовался за счет расчленения выровненных поверхностей с абсолютными высотами до нескольких сотен метров. В формах и распространении низкогорного рельефа находит отражение геологическое строение района. На о. Шикотане соответственно с простиранием разных по

http://jurassic.ru/

устойчивости пород образовалось несколько зон с различным рельефом.

Своеобразие орографии Курильских островов определяется главным образом наличием на них вулканов. В вулканическом и денудационно-вулканическом рельефе выделяются: свежие конусы действующих вулканов, вулканические хребты и разрушенные массивы потухших вулканов, кальдеры, расчлененные плато и нагорья. Более мелкими распространенными формами вулканического рельефа являются экструзивные купола и лавовые потоки.

В большинстве своем курильские вулканы относятся к сложным образованиям, имеют сомму и иногда несколько сближенных кратеров. На месте некоторых вулканов вследствие взрывов образовались кальдеры, обычно окаймленные отложениями пемзы. Эти отложения покрывают современный рельеф плащом, мощность которого постепенно уменьшается по мере удаления от места эксплозии. В северной части о. Итурупа мощность пемзоносной толщи в районе с. Парусного превышает 100 *м*; на пемзовых отложениях здесь развит полого-холмистый рельеф с глубокими оврагами. В 40 *км* к северо-востоку, на п-ове Медвежьем, мощность пемзовой толщи уменьшается до 1,0—0,5 *м*. Она представляет собой слой пемзового песка, облекающий современный рельеф. Пемзовый материал, попавший за пределы береговой линии островов, входит в состав обломочного материала морских террас. У кальдеры Головнина высокие морские террасы почти целиком сложены пемзой.

Часть кратеров и кальдер выполнена озерами или, будучи заполнена морскими водами, превратилась в кратерные и кальдерные бухты (залив Львиная Пасть на о. Итурупе, бухта Броутона на о. Симушире и бухта Кратерная на о. Ушишире). Бухты окаймляются крутыми скалистыми берегами и часто имеют значительную глубину.

Одиночные вулканы на Курильских островах сравнительно редки, обычно вулканические конусы располагаются рядами вдоль трещин. Большинство таких рядов имеет северо-восточную, «курильскую» ориентировку. Если учитывать и подводные вулканы у берегов Курильских островов, то довольно отчетливо выявляются северо-западные ряды вулканов, большинство из которых связано с поперечными разломами вдоль курильских проливов. При приближении к Камчатке и о. Сахалину, с их меридиональными структурами, в расположении вулканов Курильской дуги начинает проявляться меридиональное направление. Меридиональные ряды вулканов здесь выражены в орографии и очертаниях береговой линии южных и северных Курильских островов. Например, на о. Итурупе меридиональной линией вулканов образован п-ов Чирип, на о. Парамушире почти меридиональные хребты Карпинского и Вернадского представляют собой цепи четвертичных вулканов. Направление этих цепей несогласно к общему северо-восточному простиранию складок третичных отложений.

Продольные ряды вулканов располагаются в Большой Курильской гряде эшелонно: северные окончания рядов в южной половине гряды последовательно отклоняются на юг, в сторону Тихого океана, а в северной половине дуги — в обратном направлении на север, т. е. к Охотскому морю. Подобные эшелонные структуры давно уже подмечены на Курильских островах японскими и советскими исследователями. В последние годы существование эшелонных структур, без достаточных оснований, ставится под сомнение некоторыми авторами, подчеркивающими значение в структуре Курильских островов поперечных разломов (П. Л. Безруков и др., 1958). Объяснить эшелонное расположение вулканов движениями вдоль поперечных разломов, однако, нельзя в силу уже отмеченной закономерности в расположении рядов, которая не

http://jurassic.ru/

может быть случайной. Возможно, что эшелонная структура Курильской дуги является следствием развития серии сколовых трещин у Курило-Камчатского глубинного разлома. Недавно выяснилось, что и на о. Сахалине наблюдается эшелонное расположение складок и хребтов. Очевидно, образование эшелонных структур связано с особенностями тектоники Приохотских складчатых областей и сопряженной с ними современной геосинклинальной системы.

При небольших расстояниях между вулканами на трещинах вулканические конусы сливаются в вулканические хребты, в которых часто подмечается любопытная закономерность — последовательное омоложение вулканов в одном направлении вдоль хребта. Наиболее древний

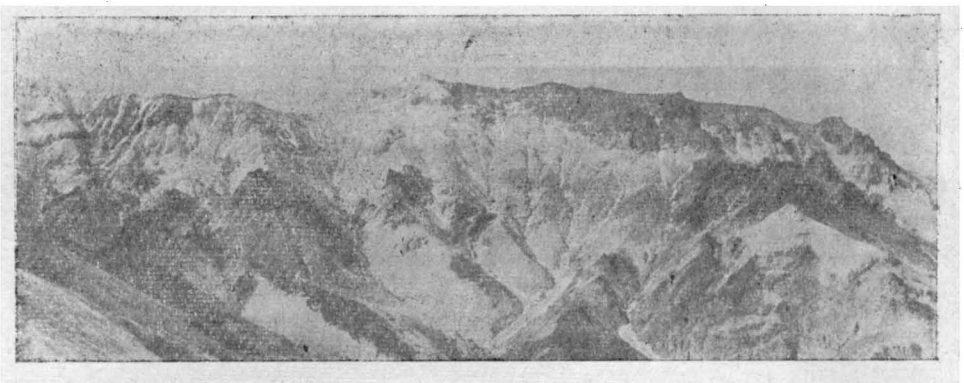


Рис. 132. Обрывы, сложенные гидротермально измененными породами в верховьях р. Левашева; вверху залегает слой туфа, под которым образовалась метасоматическая серная залежь. Фото Г. М. Власова

крайний вулкан в ряду представляет вулкан в кальдере и отличается большим масштабом газо-гидротермальной деятельности. На другом краю ряда расположен наиболее молодой действующий вулкан, иногда находящийся в эмбриональной стадии развития и имеющий характер шлакового конуса. Примерами подобных рядов являются: вулканический массив п-ова Чирип на о. Итурупе, хребты Карпинского и Вернадского на о. Парамушире.

Ландшафт, несколько напоминающий пустынный, наблюдается у некоторых активных вулканов Курильских островов, извергающих большие количества вулканических песков и пепла. Мощный покров рыхлого пирокластического материала погребает микрорельеф, растительность, водные источники. Ветер создает на поверхности различные эоловые формы рельефа, в которые вклиниваются окончания лавовых потоков, спустившихся со склонов вулкана. Потоки в большинстве случаев сложены глыбовой лавой и представляют собой хаотические нагромождения крупных обломков. Фронт потоков и их склоны очень крутые, нередко вертикальные. Лишь издали или с большой высоты в потоке выявляется волнистость течения.

Своеобразный, очень живописный рельеф развит на вулканических массивах, разрушаемых газо-гидротермальной деятельностью. Он отличается сложным эрозионным расчленением, скалистыми выступами крепких опализированных и окварцованных пород, большим числом отпрепарированных денудацией экструзивных куполов, яркой, белой и охристой окраской измененных пород (рис. 132). В формировании рельефа вулканов с газо-гидротермальной деятельностью проявляется

http://jurassic.ru/

действие нового рельефообразующего фактора — химической коррозии пород. Вулканические породы разрушаются кислыми растворами, продукты разрушения быстро смываются и в местах расположения сольфатарно-гидротермальных полей образуются крупные (до многих сотен метров в поперечнике) циркообразные котловины, которые нередко ошибочно принимаются за воронки взрыва.

Участки вулканических плато на Курильских островах незначительны. Они представляют собой остатки базальтовых и андезитовых покровов, бронирующих выровненные поверхности. Часть их может быть связана с ранее распространенными на островах, но затем почти полностью разрушенными щитовидными вулканами. Наиболее отчетливо эффузивные плато выражены в северной части о. Парамушира (плато Лагерное) и на о. Шумшу.

Одной из особенностей устройства поверхности вулканических областей является отчетливое отражение в рельефе молодых тектонических движений, обычно объединяемых в категорию вулкано-тектонических. К этим движениям относятся кальдерные опускания участков вулканов по кольцевым и секториальным разломам, куполовидные поднятия экструзивных куполов, сводообразные поднятия вулканических хребтов, иногда осложняющиеся грабеновидными опусканиями отдельных участков. Все эти явления, осложняющие рельеф вулканических областей, на Курильских островах продолжаются и в настоящее время. Кроме этих специфических для вулканических районов деформаций, на Курильских островах в современном рельефе нередко проявляются очень молодые и происходящие в настоящее время сбросы. На о. Парамушире в долине д. Заозерной наблюдается тектонический порог, вызванный сбросом, вдоль плоскости которого перемещены различные части молодого ледникового трога. На о. Итурупе в пемзовой толще, одевающей современный рельеф, местами имеются мелкие крутые складки и небольшие сбросы.

Равнины. Обширные равнины на Курильских островах, отсутствуют. Незначительные по площади выровненные участки здесь представляют собой поверхности денудационного выравнивания или морские террасы. Аллювиальные равнины на островах отсутствуют; речные долины значительную ширину обычно приобретают лишь после выхода на морские террасы. Выше по течению рек их долины резко суживаются, нередко приобретая форму ущельев.

Остатки высоких поверхностей выравнивания имеются на Шикотане, Итурупе, Парамушире, Шумшу и других островах Курильского архипелага. Вопрос о числе и возрасте этих поверхностей еще недостаточно выяснен. Лучше всего выделяющаяся, наиболее высокая и древняя поверхность выравнивания Курильских островов сформировалась в конце третичного — начале четвертичного времени, после ослабления складкообразовательных движений и до значительных вертикальных поднятий, последовавших в начале четвертичного периода. Она отличается слабо всхолмленным рельефом, на котором выделяются отдельные останцевые возвышенности. Высота этой поверхности над уровнем моря является показателем амплитуды суммарных четвертичных поднятий островов. На о. Шикотане абсолютные отметки выровненных участков не превышают 300—360 *м*. В Большой Курильской гряде поверхность выравнивания занимает наиболее высокое положение (до 800—900 *м* над уровнем моря) на крайних южных и северных островах (острова Кунашир, Итуруп, Уруп, Парамушир и др.). В средней части островной дуги она значительно понижается (Власов, 1959в; Горячев, 1960а). А. В. Горячев объясняет это более быстрым погружением средней части Курильского архипелага, однако в равной степени это может

http://jurassic.ru/

быть вызвано и отставанием в поднятии Большой Курильской гряды по отношению к ее более приподнятым крайним, «приматериковым» отрезкам.

В. Ф. Канаев (1960), изучавший геоморфологию берегов Курильского архипелага, сделал вывод об отсутствии на островах Большой Курильской гряды каких-либо признаков их современного опускания. Наоборот, его наблюдения показывают, что острова Большой Курильской гряды длительное время уже испытывают поднятие. Об этом свидетельствуют часто наблюдающиеся приподнятые берега с волноприбойными нишами и невысокие террасы с морскими отложениями. Береговые обрывы на крупных островах Большой Курильской гряды уже почти не подвергаются воздействию морского прибоя, исключая отдельные выдающиеся в море мысы, иногда представляющие собой окончания лавовых потоков, достигших морского берега. На большом протяжении берега частично или полностью покрыты растительностью и окаймлены пляжем. На Малых Курильских островах, в противоположность этому, ряд признаков — затопленные устья речных долин, размыв террас и др. — указывают на происходившее опускание суши, недавно сменившееся поднятием. Особенно показательны в этом отношении нависающие над поверхностью океана северо-западные берега о. Шикотана с многочисленными волноприбойными нишами. Резкое отличие очень крутых северо-западных берегов Шикотана от пологих юго-восточных Я. Саса и Г. В. Корсунская объясняют неравномерными движениями площади острова.

На наиболее высокой выровненной поверхности Курильских островов лежит кора выветривания, представленная сильно разложенными вулканическими породами или же проявленная большой глубиной выщелачивания серы из вулканогенных серных залежей. На серных месторождениях о. Парамушира мощность выщелоченных серных руд под высокой поверхностью выравнивания достигает 50—60 *м*, в то время как при более молодом рельефе мощность зоны выщелачивания редко превышает 3—5 *м*. Изучение минералогического состава продуктов коры выветривания сильно затрудняется наложением на них гидротермальных процессов со специфическим минералообразованием.

Высота морских террас над современным уровнем моря на Курильских островах достигает 200—300 *м*. Уровень морской террасы в 200—240 *м* является очень выдержанным в пределах Тихоокеанского побережья не только Курильских островов, но и Камчатки. Из числа более низких террас выделяются уровни 180—140; 120—80; 60—40; 40—20; 25—15 *м*. Ширина участков высоких морских террас колеблется от нескольких десятков метров до 5—7 *м*. По берегам Тихого океана террасы шире, чем у Охотского моря. Террасовые поверхности распространены на всей площади некоторых мелких островов. Плоская вершина о. Шумшу представляет собой непосредственное продолжение выровненной поверхности мыса Лопатки. Этот же уровень хорошо выражен в рельефе за Вторым Курильским проливом, в северной части о. Парамушира. Развитие на значительном протяжении между мысом Лопаткой и о. Парамуширом низменного террасового рельефа и отсутствие здесь вулканических построек указывают на особые геотектонические условия этого отрезка Курило-Камчатской дуги, находящегося на сопряжении структур Камчатки и Курильских островов.

Поверхности 200—300 и 15—25-метровых морских террас на Северных Курильских островах нередко несут на себе ледниковый рельеф; их формирование, по-видимому, близко по времени к ледниковым эпохам. Более низкие террасовые поверхности представляют собой прибрежные равнины, образование которых связано с последней ингрессией моря.

http://jurassic.ru/

Для микрорельефа этих равнин очень характерны серии параллельных береговых валов, между которыми иногда располагаются лагунные озера. Наиболее низкие террасы нередко представляют собой низменные перешейки, простирающиеся через острова от тихоокеанского берега до охотского. Их поверхности иногда покрыты лагунными, старичными или ледниковыми озерами. Заболоченность равнинных участков Курильских островов в общем незначительна из-за водопроницаемости рыхлых четвертичных отложений, среди которых почти отсутствуют глины.

Условия для накопления в руслах рек и на террасах значительных количеств обломочного материала неблагоприятны. Большинство речных террас на Курильских островах скульптурные или несут на некоторых участках лишь тонкий покров грубообломочных отложений. Зато широкие пляжи с высокими береговыми валами и морские террасы по берегам островов могут содержать значительные по величине россыпи полезных металлов.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДНА МОРЕЙ У КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВОВ

Общий характер донного рельефа у берегов Курильских островов показан на рис. 131. В районе Курильских островов еще более отчетливо, чем у Камчатки, видны линейный характер главных элементов рельефа дна и суши и согласие в их направлении. При сопоставлении рельефа суши и дна у Курильских островов обращает внимание их контрастность: узким высоким курильским хребтам противопоставляются располагающиеся рядом глубоководные впадины. Эти контрасты рельефа являются важнейшим признаком, указывающим на принадлежность Курильских островов и прилегающих к ним акваторий к современной геосинклинальной системе. Интересно, что контрасты рельефа Курильской дуги уменьшаются у мест ее причленения к Камчатской и Хоккайдо-Сахалинской складчатым областям и более резко проявляются в средней части дуги. У берегов Камчатки и Хоккайдо впадина, разделяющая курильские хребты, выклинивается и между этими хребтами простирается общая материковая отмель. Это подтверждает сделанный ранее вывод (см. главу «Тектоника») о постепенном переходе по простиранию молодой Камчатской складчатой области в современную геосинклинальную систему, частью которой являются Курильские острова.

К поднятым структурам в области Курильских островов относятся: хребты Большой и Малой Курильских гряд; возвышенности Академии наук и Института океанологии, разделенные желобом Макарова; океанический вал, окаймляющий ложе Тихого океана. С поднятыми структурами чередуются впадины: Курило-Камчатская, Центрально-Курильская и Южно-Охотская[1].

Некоторые данные о морфологии Курило-Камчатской и Южно-Охотской впадин уже приводились при описании геоморфологии Камчатки. Самой мелкой (до 2000 *м*) и наименее выдержанной по направлению, глубине и форме поперечного сечения является Центрально-Курильская впадина, разделяющая Большую и Малую Курильские гряды. Наибольшие осложнения донного рельефа Центрально-Курильской впадины наблюдаются у поперечных разломов, проходящих по проливам. Впадина эта представляет собой продолжение Центральной

[1] Наименование «Южно-Охотская» удобнее чем «Курильская», так как исключает возможность смешения южной впадины Охотского моря с центральной впадиной между курильскими хребтами. Последняя здесь называется Центрально-Курильской впадиной. — *Прим. ред.*

http://jurassic.ru/

Камчатской депрессии, разделяющей главные антиклинальные структуры Камчатки.

Как и на Камчатке, берега Курильских островов окаймляются материковой отмелью (шельфом) с глубинами внешнего края, колеблющимися в небольших пределах (чаще 140—150 *м*); в редких случаях эти глубины увеличиваются до 170—180 *м* или уменьшаются до 100—110 *м*. Ширина отмели в общем увеличена в сторону Тихого океана, что согласуется с большей шириной морских террас у тихоокеанских берегов островов. Наибольшую ширину материковая отмель имеет в южной и северной частях Курильского архипелага, где шельф Большой Курильской гряды сливается с отмелью островов Малой гряды и с выровненной поверхностью подводного хребта Витязя. Материковую отмель Г. Б. Удинцев рассматривает как абразионно-аккумулятивную поверхность выравнивания, выработанную при продолжительном эвстатическом поднятии уровня Мирового океана в послеледниковое время: средняя величина поднятия, по данным Ф. Шипарда (1951), составляет 132 *м*.

За пределами материковой платформы склоны курильских гряд очень крутые (10—20°). В осевой нижней части они или резко сочленяются с пологим дном впадин, или несколько выполаживаются и постепенно переходят в поверхности котловин.

Как Большая, так и Малая Курильские гряды в подводном рельефе представляют собой монолитные горные хребты и рассматриваются Г. Б. Удинцевым (1957) как складчато-сводовые поднятия, осложненные системой продольных и поперечных разломов. Вулканические сооружения в виде отдельных вулканов и вулканических хребтов располагаются по гребню Большой Курильской гряды и вдоль ее северо-западного, охотского склона, где большинство вулканов является подводными и лишь небольшое число — надводными. Как те, так и другие не имеют общего основания и являются насаженными формами на крутые склоны гряды. Вдоль поперечных разломов единичные вулканы встречаются в значительном удалении от Большой Курильской гряды, в пределах Южно-Охотской и Центрально-Курильской впадин. Таким образом, особенности подводного рельефа вносят серьезные поправки в представления некоторых авторов, считающих Курильские острова исключительно или преимущественно вулканическими сооружениями, лишенными складчатого основания.

При исследованиях Института океанологии АН СССР в районе Курильских островов было обнаружено 47 подводных вулканов, из которых лишь три располагаются на юго-восточном склоне Большой Курильской гряды и на поднятии Малой Курильской гряды (рис. 133). Некоторые из подводных вулканов имеют выровненные вершины, что Г. Б. Удинцев связывает с абразионно-аккумулятивным выравниванием в зоне волнового воздействия. Значительные глубины, на которых теперь находятся некоторые плоские вершины вулканических гор, позволяют предполагать проявление здесь крупных вертикальных движений. Судя по обычной крутизне склонов подводных вулканов в 15—18°, они сложены преимущественно вулканическим материалом андезитового состава. При извержении кислых вязких лав крутизна склонов вулканов редко бывает меньше 20—25°, у базальтовых же вулканов гавайского типа наклон склонов в среднем составляет 7°.

Следуя А. Е. Святловскому, Г. Б. Удинцев (1960) считает, что на Камчатке продолжением Большой Курильской гряды является восточная часть полуострова, а Малой Курильской дуги — восточные полуострова Камчатки. Однако сходство Большой Курильской дуги и складчатых хребтов Восточной Камчатки ограничивается проявлениями

http://Jurassic.ru/

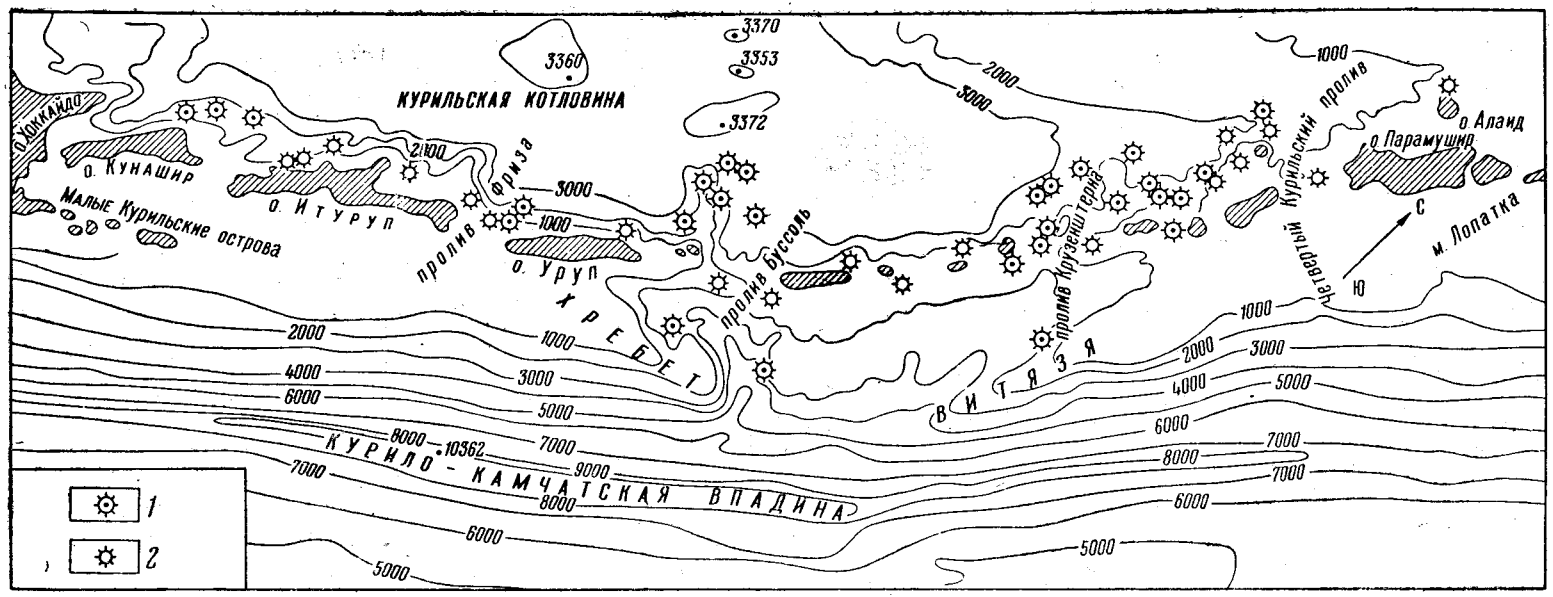


Рис. 133. Схема расположения подводных вулканов и вулканических(?) гор в Курильском архипелаге

1 — конические подводные вулканы и вулканические(?) горы; *2* — плосковершинные подводные вулканы и вулканические(?) горы

https://jurassic.ru/

в обоих регионах процессов современного вулканизма. Эти процессы являются наложенными на третичные структуры, а четвертичный вулканический рельеф, как это видно и на Курильских островах и на Камчатке, — насаженным на позднеплиоценовый рельеф. Непосредственным структурным продолжением Большой Курильской гряды на Камчатке оказалась, как выяснилось последними геологическими и геофизическими работами, Центрально-Камчатская вулканическая зона, а складчато-глыбовая структура Восточной Камчатки принадлежит к той же структурно-фациальной зоне, что и Малая Курильская гряда.

Малая Курильская гряда на большем своем протяжении покрыта водами Тихого океана и представляет собой подводный хребет Витязь, который в средней части Курильской гряды почти не выражен в донном рельефе, а у берегов Камчатки и Хоккайдо сливается с материковым шельфом. Особенностью хребта является развитие на его вершине поверхностей выравнивания, образующих несколько ступеней, понижающихся от южного и северного окончаний хребта по направлению к средней части Курильской гряды. На юге выровненная поверхность хребта имеет те же отметки, что и материковая отмель и сливается с ней. Далее к северу наблюдается другая поверхность выравнивания, внешний край которой лежит на глубине 218 *м*. Еще далее устанавливается на значительной площади поверхность выравнивания на глубине порядка 500—700 *м*. Ближе к проливу Буссоль встречена новая поверхность с глубиной внешнего края в пределах 900—1160 *м*. Подобно этому, и при движении от Камчатки к югу на вершине хребта наблюдается смена выровненной шельфовой поверхности второй выровненной поверхностью с глубиной внешнего края порядка 450 *м*. В районе пролива Крузенштерна наблюдаются три ступени выравнивания с глубинами 450; 140—200 и 118—120 *м*. Все эти поверхности выравнивания хребта Витязь, располагающиеся на большой глубине, указывают на происходившие в прошлом значительные погружения его средней части. Не исключена возможность, что отсутствие в донном рельефе средней части Курильской дуги геоморфологически выраженного хребта Витязь обусловлено слиянием его выровненной поверхности с поверхностью дна Центрально-Курильской впадины.

Как указывает Г. Б. Удинцев (1957), поверхности выравнивания на хребте Витязь имеют значительный наклон в сторону океана. Они могут представлять собой участки выровненной поверхности, некогда имевшей распространение на площади Охотии и в прилегающих частях Азиатского материка.

Погруженные поверхности выравнивания имеются и на вершине подводных возвышенностей, располагающихся в центральной части Охотского моря (возвышености Академии наук и Института океанологии). Минимальные глубины Охотского моря над этими возвышенностями составляют 890—930 *м*. На глубине около 960 *м* на вершинах обеих возвышенностей простирается обширное плато с небольшими поднятиями. На возвышенности Академии наук обнаружена вторая, более глубокая, поверхность выравнивания, лежащая на глубине в среднем 1100 *м*. При этом верхняя выровненная поверхность возвышенности Академии наук полого наклонена на запад, нижняя, наоборот, на восток. На склоне возвышенностей Института океанологии и Академии наук имеются следы субаэрального эрозионного рельефа, выраженного затопленными долинами, береговыми валами, поверхностями береговых террас. Все это указывает на сравнительно недавнее быстрое опускание площади Охотского моря. Нахождение суши на площади Охотского моря в третичное время, в частности, еще в плиоцене, доказывается сносом с охотского материка обломочного материала при формировании

http://jurassic.ru/

неогеновых толщ Курильских островов (Г. П. Вергунов, А. Ф. Прялухина и др.).

Предположение о недавнем существовании суши на площади Охотского моря высказывалось В. Н. Васильевым (1939) на основании особенностей растительности приохотских районов и Г. У. Линдбергом (1955) по разорванности ареалов некоторых видов пресноводных рыб.

По мнению Г. Б. Удинцева, первоначально морской бассейн возник на месте Южно-Охотской впадины, из которой море затем трансгрессировало на площадь впадины Дерюгина. В первой половине четвертичного времени море уже распространилось на большую часть современной площади Охотского моря, исключая его северную шельфовую часть и возвышенности Института океанологии и Академии наук. В дальнейшем на площади Охотского моря проявилось несколько трансгрессий и регрессий, причем амплитуда вертикальных перемещений дна достигала здесь 1000 *м*, вследствие чего указанные возвышенности были погружены под уровень моря. Ю. Ф. Чемеков (1957) полагает значительно меньшую амплитуду вертикальных колебаний дна Охотского моря, указывает на вероятный тектонический характер опусканий на месте Охотского моря и на более высокое, чем современное, положение материка во время нижне-среднечетвертичных трансгрессий. Последнее доказывается отсутствием высоких морских террас вокруг Охотского моря. Наиболее обширными по площади, по Ю. Ф. Чемекову, были позднечетвертичные трансгрессии. Формирование бассейна Охотского моря в современных его границах относилось, по его мнению, к позднечетвертичному времени. Возникновение Охотского моря — один из примеров образования внутренних морей на побережье Восточной Азии. Процесс этот закономерен и связан с общим тектоническим развитием западной части Тихого океана.

По Г. Б. Удинцеву, в формировании рельефа северо-западного склона Тихого океана проявились две противоположные тенденции. Отражением первой является рост материка за счет причленения молодых складчатых областей. Вторая тенденция заключается в разрушении консолидированных площадей суши при развитии глубинных разломов. Такие представления о геоморфологии рельефа суши и дна Курило-Камчатской области вполне согласуются с геологическими данными. В настоящее время формирование молодой складчатой области проявляется в Приохотии главным образом ростом миогеосинклинальной (осадочной) зоны путем заполнения осадками впадины Охотского моря. С другой стороны, развитие, начиная с четвертичного времени, новой геосинклинальной системы вызывает частичную переработку сформированных структур, развитие новых геосинклинальных прогибов-впадин, наложение на складчато-глыбовые структуры Курильских островов и Камчатки вулканических процессов. Некоторые элементы современного донного рельефа Курило-Камчатской складчатой области играют поэтому двойственную роль. Например, Южно-Охотская впадина представляет собой некомпенсированное осадками продолжение краевого прогиба Камчатской складчатой области и в то же время является активно развивающимся прогибом, связанным с современной геосинклинальной системой. Очевидно, в одних районах Приохотья в ближайшем будущем будут накапливаться осадки и уничтожаться контрасты донного рельефа, в других же частях этой области может проявиться дальнейшее углубление контрастов рельефа дна и суши. Так, наряду с развитием Курило-Камчатской впадины, может продолжаться рост горного рельефа Курильской дуги как за счет тектонических поднятий складчато-глыбового основания хребтов, так и вследствие увеличения высоты насаженных на нем вулканических построек.

http://jurassic.ru/

Глава седьмая

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

История геологического развития Курильских островов прослеживается начиная с позднего мела, т. е. со времени образования матакотанской свиты. О палеогеографических условиях более раннего времени можно судить только предположительно, на основании данных, касающихся территорий, ближайших к Курильскому архипелагу (Камчатка, Хоккайдо и Сахалин).

А. Н. Криштофович (1932а, б; 1946), Ю. Н. Попов (1958), Л. И. Красный (1956), М. Ф. Двали (1955) и др. высказывались о возможных палеогеографических условиях, существовавших ранее в районах современных Курильских островов и примыкающих к ним областей. По Л. И. Красному, уже в начале палеозойской эпохи на месте Охотского моря располагался платформенный массив, что доказывается наблюдающимся окаймлением площади Охотского моря с востока, северо-востока и юго-востока герцинскими складчатыми сооружениями. Охотский платформенный массив по мнению В. Г. Васильева мог являться выступом Сибирской платформы (Белова, 1961). По выходам предположительно палеозойских пород геосинклинального типа в Срединном хребте п-ова Камчатки и по аналогии с Японской островной дугой, можно предполагать, что на месте Курильской дуги в палеозое существовала геосинклинальная область.

В результате герцинского диастрофизма произошли поднятия и начиная с триаса до конца позднемелового времени площадь нынешней Курило-Камчатской дуги являлась областью герцинских складчатых сооружений. Море в это время располагалось восточнее Курило-Камчатской дуги.

В позднемеловое время произошло значительное изменение физико-географических условий. Морская трансгрессия захватила область, соответствующую Камчатке, Хоккайдо, Сахалину и Малой Курильской гряде. Между водными пространствами, занимавшими территорию современного Сахалина и Камчатки, располагалась суша — Охотия. На месте Малой островной гряды и на ее северо-восточном продолжении протягивалась прибрежная часть моря с островами и отмелями. Осадконакопление шло здесь при крайне неустойчивом положении береговой линии, на фоне вулканической деятельности. Наряду с эксплозиями имели место излияния лав, частично подводные. Особенно сильно вулканические процессы проявились при отложении осадков матакотанской свиты. Время накопления отложений малокурильской свиты соответствует увеличению глубин и вместе с этим уменьшению интенсивности вулканизма. Вместо грубообломочных пород, характерных для матакотанской свиты, малокурильской свите свойственны более глубоководные осадки. Однако присутствие иноцерамов в глинистых сланцах свидетельствует о том, что глубина морского бассейна не была большой и вряд ли превышала 200 *м*. Вулканическая деятельность ограничивалась подводными излияниями лав, внедрением их в неуплотненные, насыщенные морской водой донные отложения, а также образованием небольших лакколитов.

http://jurassic.ru/

Наличие незначительных местных несогласий в залегании матакотанской и малокурильской свит, отмечаемое большинством исследователей (Я. Саса, Ю. С. Желубовский, Г. П. Вергунов и А. Ф. Прялухина), вероятно, связано с ранними проявлениями камчатской фазы складчатости. В конце мелового периода — начале палеогена в результате проявления камчатской складчатости в зоне Курило-Камчатской островной дуги произошло поднятие. Это поднятие было весьма интенсивным и сопровождалось интрузиями основного состава.

Вероятнее всего южная часть Курильского архипелага, так же как и о. Хоккайдо, начиная с конца позднего мела или начала палеогена, являлась сушей, лишь эпизодически захватывавшейся морем. На п-ове Немуро, ближайшей к Курилам части Хоккайдо, наряду с прибрежно-морскими отложениями известны континентальные эоцен-олигоценовые отложения, представленные угленосной свитой Ишикари, залегающей на размытой поверхности верхнего мела. Однако относительно палеогеографических условий, существовавших в палеогене в районе современных Курильских островов, можно судить только предположительно, так как фаунистически охарактеризованные отложения палеогенового возраста здесь не известны. В районе Большой Курильской дуги морской режим, по-видимому, установился уже в конце олигоцена. По наблюдениям над наклоном галек в палеоген-нижнемиоценовых конгломератах снос обломочного материала при формировании этих отложений происходил преимущественно с юго-востока. В меньшей степени проявляется снос с северо-запада, т. е. с Охотской платформы (Г. П. Вергунов, А. Ф. Прялухина).

Значительно полнее рисуется история геологического развития Курильских островов в неогене. В этот период происходило поднятие как внешней, так и внутренней островных дуг. Курильские острова соединялись с Хоккайдо. Острова Малой гряды являлись, очевидно, областью денудации и сноса, так как неогеновые породы здесь отсутствуют. Менее приподнятая внутренняя гряда служила ареной проявления вулканизма. Здесь же происходило накопление осадков, преимущественно прибрежно-морских, реже континентальных. Особенно интенсивны были проявления вулканизма в раннемиоценовое время. Они происходили, по-видимому, на фоне общего поднятия островной дуги и регрессии моря. В конце миоцена имели место сильные тектонические дислокации, сопровождавшиеся, возможно, внедрением гранитоидных интрузий, усилением гидротермальной деятельности, вызвавшей значительные изменения нижнемиоценовых образований.

Начало среднемиоценового времени ознаменовалось трансгрессией моря. Накопление осадков итурупской серии происходило в морских условиях, при значительных колебаниях глубин. Вулканическая деятельность приобрела преимущественно субаэральный характер. Вулканы располагались на вулканических островах и, возможно, на окраине Охотского материка. Они извергали большие массы вулканических пеплов, отлагавшихся на дне морских бассейнов. Обилие туфогенного материала, поступавшего в морские воды и обогащавшего их кремнеземом, создавало благоприятные условия для развития диатомовой флоры. Снос обломочного материала в это время происходил преимущественно со стороны Охотского моря, в меньшей степени — с юго-востока. На суше накапливались континентальные осадки. По заключению И. М. Покровской, выполнившей палинологический анализ песчаника из куйбышевской свиты, в спорово-пыльцевом комплексе преобладает пыльца *Pinus*, *Picea* и *Abies*, что свидетельствует о существовании в это время на островах темнохвойной тайги.

http://jurassic.ru/

Алеутская складчатость в начале позднего миоцена на Курильских островах проявилась сравнительно слабо, но все же отложения, относимые к среднему миоцену, дислоцированы сильнее верхнемиоценовых Складчатые движения, по-видимому, сопровождались внедрением диоритовых интрузий. В миоцене происходили значительные поднятия, носившие блоковый характер. В это время западное побережье о. Кунашира было значительно приподнято относительно восточного. Вероятно, на месте хребта Докучаева располагался крупный горст. Процессами денудации здесь были уничтожены отложения среднего и верхнего миоцена и вскрыты нижнемиоценовые и, возможно, более древние образования, а также прорывающие их интрузивы гранитоидов. В это время происходил интенсивный снос материала в прилегающие к гористым островам впадины. Одна из таких впадин располагалась на месте юго-восточной половины о. Кунашира. Здесь происходило быстрое накопление верхнеплиоценовых конгломератов, содержащих большое количество плохо окатанной гальки гранитоидов и пород Кунаширской свиты.

Берега островов в конце миоцена и в плиоцене были, по-видимому, сильно расчленены. Об этом свидетельствует характер обнаруженной в плиоценовых отложениях диатомовой флоры. На одних участках она представлена морскими формами, на других — состав ее соответствует условиям сильно опресненных лагун. Преобладающими направлениями сноса обломочного материала в плиоцене были северо-западное (со стороны Охотского моря) и юго-восточное (Г. П. Вергунов и А. Ф. Прялухина).

В пределах суши происходило накопление континентальных осадков. На Курильских островах отдельные горизонты плиоценовых свит содержат большое количество растительных остатков.

Характер вулканической деятельности в плиоценовое время изменился. Значительная роль в это время принадлежала кислым эксплозиям, на что указывает широкое распространение пемзовых песчаников и брекчий. Вулканический материал в плиоценовых отложениях более крупный, чем в миоценовых, что объясняется, по-видимому, развитием местных вулканических очагов в бассейнах, где происходило осадконакопление.

В самом конце плиоцена отсутствие тектонических движений и ослабление вулканической деятельности способствовали выравниванию рельефа. Вероятно, к началу четвертичного времени от Хоккайдо до Камчатки протягивалась более или менее ровная поверхность суши, разделенная несколькими проливами на отдельные крупные площади. Осадконакопление в раннечетвертичное время происходило преимущественно в отдельных впадинах. На большей же части площади суши формировалась кора выветривания.

В последующем произошло поднятие островной дуги, более интенсивное в ее северной и южной частях. Поднятия сопровождались расколами и трещинными излияниями лав основного и среднего состава, которые на обширных пространствах покрыли ровным слоем постплиоценовый пенеплен. В дальнейшем вдоль расколов возникли вулканы центрального типа. Радиальными дислокациями некоторые участки островов были приподняты, другие опущены. В результате этих движений лавовое плато приобрело местами заметные наклоны [1].

Среднечетвертичная и позднечетвертичная эпохи были насыщены геологическими событиями. В это время происходили значительные

[1] В некоторых районах эти наклоны являются первичными, связанными с наклонами денудационных поверхностей в направлении к берегу моря. — *Прим. ред.*

http://jurassic.ru/

эвстатические колебания земной коры и наряду с ними местные тектонические перемещения глыбового характера. Вулканическими взрывами были уничтожены вулканические конусы, возникшие в нижнечетвертичное время. В связи с сильнейшими эксплозиями лав кислого состава образовались мощные толщи пирокластических отложений. В начале среднечетвертичной эпохи Курило-Камчатская островная дуга, значительно приподнятая орогеническими движениями, испытала полупокровное оледенение. Следы этого оледенения отчетливо выражены и на о. Хоккайдо, где японские геологи выделяют морены и кары оледенения Поросири, которое считают синхронным рисскому (Minato, 1956).

В конце среднечетвертичного — начале позднечетвертичного времени произошло опускание Курило-Камчатской дуги. В связи с трансгрессией моря возникли проливы, отделившие северные острова Большой Курильской гряды от Камчатки и южные от Хоккайдо. Климат стал более теплым. Ледники стаяли. Конец среднечетвертичного — начало позднечетвертичного времени является периодом межледниковья. В конце позднечетвертичного времени Курильские острова подверглись новому горно-долинному оледенению. В позднечетвертичное время произошло новое значительное поднятие островной дуги. Оно сопровождалось более или менее продолжительными остановками, в течение которых сформировались террасы. Имея высоту порядка 20—25 и 40—45 *м*, террасы отчетливо выражены не только на северных и южных островах, но и в средней части Большой гряды. Это позволяет считать, что амплитуда поднятия островной гряды в позднечетвертичную эпоху была примерно одинакова для всей гряды. Характерным явлением позднечетвертичного времени на Курильских островах были эксплозии с выбросами больших количеств пемзы. В это время образовались кальдеры бухты Львиная Пасть, Бирюзового озера, вулкана Головнина и ряд других, а морские террасы на участках, прилегающих к этим кальдерам, оказались в основном сложенными пемзовым пирокластическим материалом. По мнению Г. П. Вергунова и А. Ф. Прялухиной, со времени образования пемзовых толщ южные Курильские острова были подняты не менее чем на 400—500 *м*.

При сопоставлении имеющихся данных по палеогеографии позднечетвертичной эпохи Курильских островов с Хоккайдо и Камчаткой обнаруживается много общего (табл. 47). На Хоккайдо позднечетвертичное время ознаменовалось двумя периодами похолодания, вызвавшими две фазы оледенения. Эти фазы у японских геологов носят названия Тотабецу I и Тотабецу II и сопоставляются с вюрмским оледенением Европы. Со второй фазой оледенения совпадает усиление эксплозионной деятельности, ознаменовавшейся выбросами вулканических туфов с образованием кальдер (Минато). По данным Катсуи (Katsui, 1958), в верхнем плейстоцене огромное количество пемзы заполнило долину Саппоро и погребло массу деревьев. Возможно, в это время пролив между островами Кунаширом и Хоккайдо был заполнен подводными пемзовыми отложениями. На Камчатке в позднечетвертичное время произошли морская трансгрессия и последующее горно-долинное оледенение. В южной части Камчатки мощные толщи пемзовых отложений связаны с эксплозиями позднечетвертичной эпохи.

В современную эпоху в пределах Курило-Камчатской дуги происходят сложные и разнообразные физико-геологические процессы. Горообразование еще не завершилось. Крупные перемещения масс земной коры имеют место вдоль главной тектонической зоны островной дуги. Этим перемещениям сопутствуют извержения вулканов и землетрясения. Продолжается поднятие Курило-Камчатской дуги. Но на

http://jurassic.ru/

Таблица 47

История четвертичного периода Курило-Камчатской островной дуги

Курильские острова (по Ю. С. Желубовскому, 1961 г.)

Эпоха	Физико-географические и геологические процессы	Вулканическая деятельность	Климат и оледенения
Голоцен	Общее поднятие островной дуги. Местные опускания отдельных участков. Образование 5—80-метровых и более низких террас. Накопление морских, лагунных, озерных и других отложений. Абразия берегов	Возникновение новых вулканов обычно внутри кальдер. Излияния и эксплозии лав основного, среднего, реже кислого состава	Каровые снежники и небольшие ледники, преимущественно на северных островах. На Шумшу и Парамушире — многолетняя островная мерзлота
	Общее опускание островной дуги. Трансгрессия моря. Отделение островов от Камчатки и Хоккайдо		Послеледниковый климатический оптимум(?)
Верхний плейстоцен	Общее поднятие островной дуги. Образование 20—25, 40—45-метровых террас. Миграция фауны и флоры современного состава (на южные острова с Хоккайдо, на северные — с Камчатки). Опускание островной дуги	Эксплозионная вулканическая деятельность. На месте древних вулканов возникли кальдеры, в большинстве своем окруженные пирокластическими отложениями кислого состава. Возникновение вулканов центрального типа	Общее похолодание. Возникновение долинных ледников, оставивших морены на поверхности 20—25-метровых террас. Потепление — межледниковье
Средний плейстоцен	Накопление отложений высоких морских террас (80—120 *м*, возможно до 300—350 *м*). Соединение Курильских островов с Хоккайдо и Камчаткой. Возникновение денудационных уровней (высоких)		Местами покровное оледенение (морены на поверхности древнечетвертичных лавовых покровов)
Нижний плейстоцен	Общее поднятие островной дуги, на его фоне — блоковые перемещения вдоль расколов. На отдельных участках — опускания	Трещинные излияния лав основного и среднего состава. Образование лавовых плато на поверхности постплиоценового пенеплена	Начало похолодания
Верхний плиоцен	Образование коры выветривания. Выравнивание горного рельефа, возникшего в начале верхнего плиоцена		

http://jurassic.ru/

Продолжение табл. 47

Камчатка (по В. П. Мокроусову, Н. Д. Садовскому и Ю. С. Желубовскому, 1960 г.)		
Археологические остатки	Физико-географические и геологические процессы	Вулканическая деятельность
На южных островах — поздний айнский неолит, соответствующий культуре позднего дзёмона Японии, орнаментированные изделия из глины, тщательно сделанный каменный инвентарь На северных островах — культура охотского типа, изделия из кости и рога, изредка из глины	Общее поднятие, на его фоне местные опускания. Образование 5—8-метровых и более низких морских и речных террас. Накопление морских, речных и прочих отложений	Извержения вулканов центрального типа. Возникновение вулканических конусов внутри кальдер древних вулканов. Излияния и эксплозии основного, среднего, реже кислого состава
	Общее опускание. Трансгрессия моря	
Начало заселения островов людьми (Южных островов – с Хоккайдо, Северных — с Камчатки)	Общее поднятие. Регрессия моря. Интенсивная денудация. Образование морских 20—25; 30—35; 40—45-метровых, возможно, и более высоких террас. Общее опускание. Возникновение озерных бассейнов. В озерных отложениях — кости мамонта и быка	Эксплозионная вулканическая деятельность. На месте древних вулканов образовались кальдеры, окруженные толщами пирокластических образований, преимущественно кислого состава
	Общее поднятие. Образование 200—250-метровых террас на восточном побережье. На западном побережье террасы порядка 70—130 *м*	Развитие стратовулканов
	Поднятие, регрессия моря. Образование денудационных уровней и морских террас высотой 400—500; 600—700; 800—850 и 1000—1100 *м*. Образование расколов	Возникновение щитовых вулканов. Образование плато-эффузивов
	Выравнивание горного рельефа, возникшего в начале верхнего плиоцена. Образование коры выветривания	

http://jurassic.ru/

Продолжение табл. 47

Камчатка (по В. П. Мокроусову, Н. Д. Садовскому и Ю. С. Желубовскому, 1960 г.)			
Климат и оледенения	Археологические остатки	Эпоха	Время
Каровые снежники и небольшие долинные ледники. Наличие многолетней островной мерзлоты	Поздний неолит. Высококачественные изделия из камня. Изделия из глины мало (меньше чем на Курильских островах)	Аллювиальная (голоцен)	Аллювий Слои нижнего аллювия
Второе верхнечетвертичное оледенение. Морены на поверхности 20—25-метровой террасы. Первое верхнечетвертичное оледенение. Потепления — межледниковье		Делювиальная (плейстоцен)	Время последнего оледенения — Тотабецу II (соответствует вюрму). Время оледенения — Тотабецу I. Межледниковье Поросири — Тотабецу. Время оледенения Поросири (соответствует рисскому оледенению)
			Эпоха древнего дилювия

http://jurassic.ru/

Продолжение табл. 47

Хоккайдо (по Минато, 1955 г.)

Движения, климат и оледенения	Вулканическая деятельность	Археологические остатки
Теплый климат	Извержения молодых вулканов Дайсецу, Токато и др.	Эпоха глиняной культуры Охотского типа Эпоха глиняной культуры типа дзёмон
Общее поднятие. Образование 20—40-метровых террас (Кусио). Соединение Хоккайдо, Сахалина и Южно-Курильских островов. Проникновение на Хоккайдо мамонтов. Накопление пролювия — слои Макубецу. Общее поднятие. Образование 80—120-метровых террас (Нэмуро). Соединение Хонсю, Сахалина и других островов	Образование кальдер, окруженных вулканическими туфами	Эпоха культуры безглиняных предметов (палеолит)
	Древние вулканы Куттараусу, Иокоцу, Кариба, Сикарибецу и др.	

http://jurassic.ru/

фоне общего поднятия отдельные участки дуги опускаются. Это довольно отчетливо выражено на Итурупе, Кунашире, Шумшу и других островах. Опускание береговой полосы наблюдается и на юго-восточном побережье о. Шикотана, северо-западная часть которого явно поднимается. Несмотря на то, что поднятие, которое испытывала Курило-Камчатская островная дуга в позднечетвертичное и современное время, имеет значительную амплитуду, оно не компенсировало опускания островной дуги, происшедшие в начале позднечетвертичной эпохи. Часть поверхности, подвергнувшейся воздействию субаэральных процессов в доверхнечетвертичное время, ныне находится ниже уровня моря. Батиметрические исследования показали, что вдоль тихоокеанского побережья Курильских островов, а также на дне Охотского моря отчетливо выражены подводные террасы и затопленные морем речные долины (Криштофович, 1932а; Канаев, 1960). Можно добавить, что вдоль западного берега Камчатки на глубине 200—500 *м* прослеживаются затопленные береговые валы (Удинцев, 1952, 1955б).

В настоящее время на значительной части побережья Курильских островов происходит абразия. Особенно интенсивно происходит разрушение берегов, сложенных слабо сцементированными отложениями. Такое быстрое (не менее 0,2 *м* в год) разрушение берега наблюдается на северо-западе о. Шумшу. Изменение очертаний берегов в результате абразии хорошо выражено также и в южной части Большой гряды. При сравнении плана южной оконечности о. Кунашира, составленного в 1811 г. капитаном П. П. Рикордом, с современными очертаниями берега видно, что два небольших островка, находившихся к югу от пос. Головино, исчезли. На месте третьего острова, показанного П. П. Рикордом против мыса Палтусова, осталась только отмель. Обрыв, над которым располагалась старинная японская крепость, размыт.

Вместе с этим изменилось, в сторону увеличения, очертание низкой песчаной косы — п-ова Весла. Создается впечатление, что, несмотря на поднятие островной гряды, площадь островов за счет абразии уменьшается.

http://jurassic.ru/

КОМАНДОРСКИЕ ОСТРОВА

http://jurassic.ru/

http://jurassic.ru/

Глава первая

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ

Командорские острова являются самой далекой восточной окраиной Советского Союза. Они отделяются от Азиатского материка обширным водным пространством Тихого океана. Расстояние между восточным берегом Камчатки и островами составляет 280 *км*. Почти такое же расстояние (300 *км*) отделяет их от Алеутской гряды островов (принадлежащей США), крайним западным звеном которой они являются в природном отношении.

Командорские острова с юго-запада омываются водами Тихого океана, с северо-востока — Беринговым морем.

На территории Командорских островов располагается Алеутский национальный район (с центром в с. Никольском) Камчатской области РСФСР.

Командорские острова были открыты во время второй экспедиции В. Беринга в 1741 г. Несколько лет спустя, в 1747 г. на одном из островов, впоследствии названном Медным, была обнаружена самородная медь. Участник экспедиции Беринга В. Стеллер составил первое описание природы Командорских островов, их фауны и флоры. Это описание долгое время служило единственным источником сведений об островах, не утратив значения и до настоящего времени.

В 1896 г. на Командорских островах проводил исследования американский ученый Л. Стейнегер. Им составлены топографические карты обоих островов: в масштабе 1 : 42 000 для о. Беринга и 1 : 21 000 для о. Медного. Используя данные океанографических зондирований, проведенных «Тускаророй» (1874 г.) и «Альбатросом» (1892—1895 гг.), Л. Стейнегер составил гидрографическую карту Берингова моря. Л. Стейнегер приходит к заключению, что Командоры лежат на подводном хребте, соединяющем их с Камчаткой. Склоны хребта очень круты и почти отвесно поднимаются с глубины более 4000 *м*. Сделанные им выводы представляют определенный интерес, хотя в значительной степени и опровергаются более поздними исследованиями.

Первые геологические исследования Командорских островов выполнены И. Морозевичем в 1903 г. Экспедиция И. Морозевича была организована с целью изучения общего геологического строения островов, а также оценки предполагаемых ископаемых богатств — меди и золота. В обработке полученных экспедицией материалов принимал участие большой коллектив петрографов и химиков. Сборы фауны обработал Н. Н. Тихонович, флоры — И. В. Палибин. Основные результаты работ обобщены И. Морозевичем в двух монографиях — «Остров Медный» (1912 г.) и «Komandory» (1925 г.).

По И. Морозевичу, Командорские острова сложены изверженными и осадочно-туфогенными породами третичного возраста. Основную роль в строении островов играет мощная толща обломочных туфогенных образований (пелитов и псаммитов). В кровле и подошве отложений залегают мощные пачки конгломератов. Вся эта толща обломочных пород залегает согласно на довольно разнообразном комплексе более

http://jurassic.ru/

древних изверженных пород, составляющих как бы «фундамент» островов. На о. Беринга изверженные породы представлены андезитами, базальтами, долеритами.

Из более молодых изверженных пород И. Морозевич отмечает жильные тела авгитовых и амфиболовых андезитов, исключительно многочисленных на о. Медном и значительно реже встречающихся на о. Беринга. Месторождению меди на о. Медном И. Морозевич дает отрицательную оценку и вполне обоснованно опровергает предположения о золотоносных россыпях, якобы имеющихся на островах. Весьма тщательно и подробно проведена И. Морозевичем петрографическая и химическая обработка коллекций. Результаты этих исследований в значительной мере использованы в настоящей статье.

В последние годы обширный комплекс океанографических исследований осуществлен Институтом океанологии АН СССР на экспедиционном судне «Витязь». В результате установлена морфологическая связь Командорских островов с Алеутской грядой и Камчаткой.

Летом 1957 г. геологические исследования на Командорах по программе Международного геофизического года проводили сотрудники АН СССР А. В. Горячев и В. И. Башилов. Основной задачей работ являлось изучение новейших тектонических движений. Было установлено, что интенсивность рельефообразующих процессов, обусловившая различную амплитуду поднятий отдельных частей острова, возрастает с северо-запада на юго-восток. Благодаря этому наиболее высокие абразионные уровни наблюдаются в юго-восточной части о. Беринга (где в основном проводились исследования), наиболее низкие — в северо-западной.

В 1958 г. вся площадь Командорских островов была покрыта геологической съемкой (Ю. В. Жегалов). В результате этих работ стратиграфическая схема И. Морозевича в значительной степени изменена.

http://jurassic.ru/

Глава вторая

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

Рельеф и гидрография. Группа Командорских островов включает два крупных острова — Беринга и Медного и ряд небольших скал (рис. 134). Две скалы, расположенные у юго-западного берега о. Беринга, вблизи пос. Никольского, называются Топорков остров (около 3 *км* от берега) и Арий Камень (12 *км* от берега). У северного окончания о. Медного располагаются три конусообразные скалы, имеющие общее название Бобровые Камни; от основного массива острова их отделяет пролив шириной около 300 *м*. Все эти мелкие острова-скалы представляют собой останцы, отчлененные абразией от основных массивов островов. Общая их площадь не более 1 *км*^{2}.

Наиболее крупным из группы Командорских островов является о. Беринга. Его площадь около 1200 *км*^{2}. Остров имеет форму удлиненного клина, вытянутого с северо-запада на юго-восток. Острие клина располагается на юго-востоке острова (мыс Монати), основание — на северо-западе, где ширина острова достигает 40 *км*. Длина острова 90 *км*, при средней ширине 12—15 *км*.

По характеру рельефа о. Беринга можно разделить на две различные части. Северная часть острова, составляющая около 1/3 всей его площади, представляет собой серию морских террас различного уровня, поверхности которых в большинстве случаев покрыты мокрой тундрой. Наиболее низменные участки (например долина р. Гаванской) возвышаются над уровнем моря всего на 2—3 *м* и отделяются от него полосой высоких (10—12 *м*) песчаных дюн. Среди заболоченной низины расположены невысокие горы с плоскими вершинами и обрывистыми склонами, представляющие собой останцы 150—160-метровой и более низких морских террас (горы Столовые, Свиные, Наковальня и др.). В этой части острова имеется множество озер. Наиболее крупные из них: Саранное, Ладыгинское, Гаванское, Шангинское.

Бóльшая, южная, часть о. Беринга резко отличается от северной. Здесь развит гористый, резко расчлененный рельеф. Главный водораздел острова проходит на высоте 400—500 *м*, отдельные высоты достигают 600—700 *м*. Максимальное превышение имеет гора Стеллера (751 *м*), расположенная в юго-западной части острова. Склоны водораздела расчленены глубокими и узкими речными долинами, обычно V-образной формы. Сами водоразделы часто имеют сглаженную форму вследствие малой крепости пород и широкого развития элювиально-делювиальных отложений. Берега южной части острова высокие и обрывистые с большим количеством труднопроходимых участков. На южной оконечности о. Беринга высота морских береговых обрывов достигает 400—450 *м* (рис. 135). Береговая линия северной части острова большей частью окаймляется широкой, до 100—200 *м*, полосой пляжа.

Площадь о. Медного всего 220 *км*^{2}. Остров представляет собой узкую полосу суши, вытянутую параллельно о. Беринга — с юго-востока на северо-запад. Максимальная протяженность острова 60 *км*, ширина значительно меньше, чем у о. Беринга, едва достигая 7—8 *км*. Рельеф острова гористый и во многом напоминает южную часть о. Бе-

http://jurassic.ru/

ринга. Максимальные высоты отмечаются в северной части (гора Стейнигера — 640,1 *м*, гора Гаванская — 619 *м* и др.), для южной части острова также характерен гористый расчлененный рельеф, но абсолютные высоты здесь несколько меньше (400—500 *м*).

Речная сеть на Командорских островах хорошо развита. Несмотря на отсутствие обширных водосборов, реки всегда полноводны. Они пи-

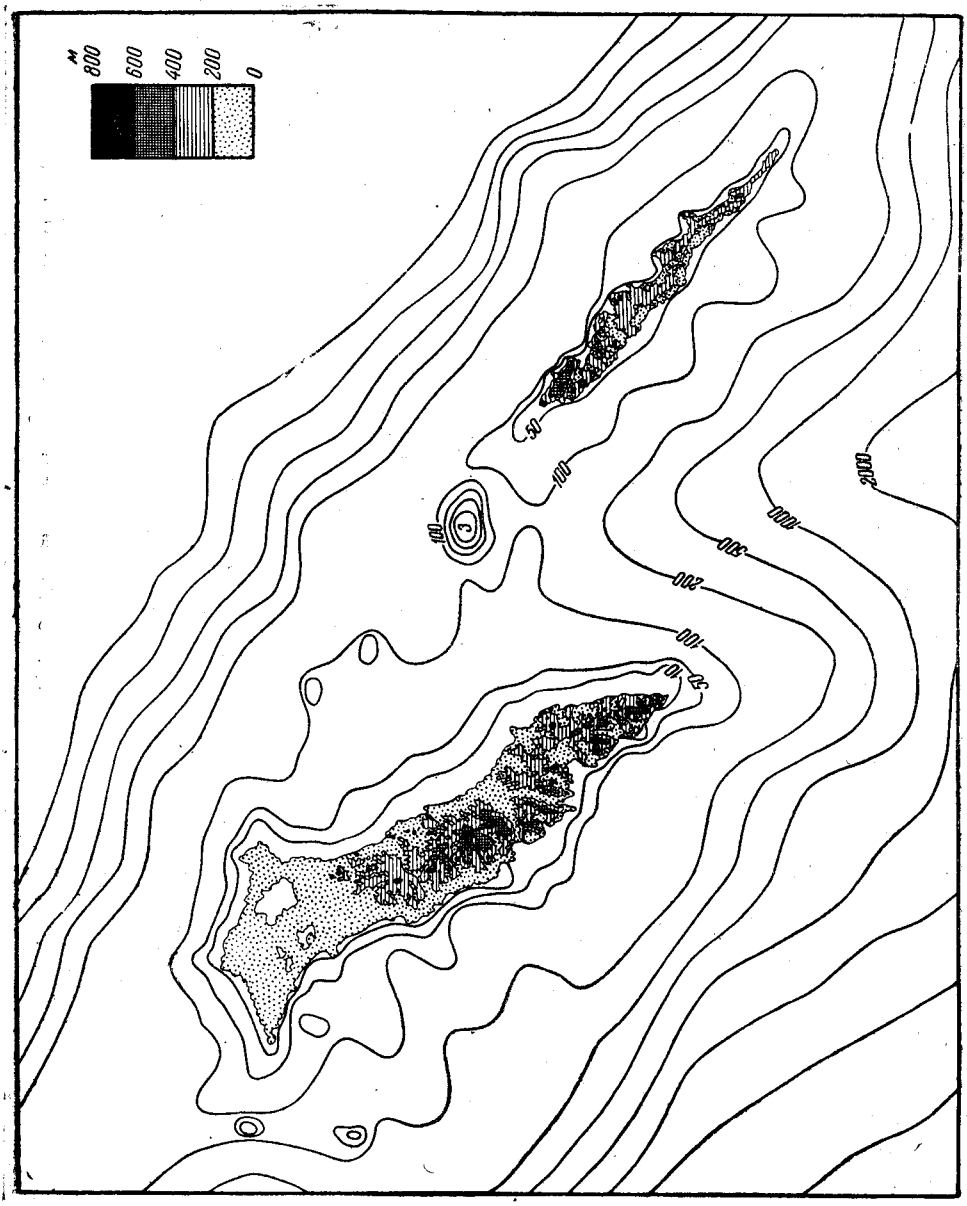


Рис. 134. Гипсометрическая схема Командорских островов

таются за счет таяния снежников и атмосферных осадков в виде дождей и туманов. Реки в большинстве своем берут начало с водоразделов островов и кратчайшим путем стекают к юго-западу, в Тихий океан и к северо-востоку, в Берингово море. Исключение составляют лишь реки Каменка, Федоскина и Товарищеская Шайба, протекающие вдоль центральной части о. Беринга с юго-востока на северо-запад на расстоянии до 15—16 *км*. Реки имеют быстрое течение, русла их нередко

http://jurassic.ru/

осложнены водопадами. В береговых обрывах на обоих островах можно наблюдать прекрасные обнажения горных пород, однако изучение береговых обрывов затруднено из-за плохих подходов к ним.

Климат Командорских островов типичный морской и находится в полной зависимости от воздействия омывающих их холодных течетий Тихого океана и Берингова моря. Зима на островах многоснежная, но довольно мягкая. Первый снег выпадает в октябре. Таяние снега начинается в конце апреля. В отдельных затененных участках снег не тает в течении всего лета. Средняя месячная температура колеблется

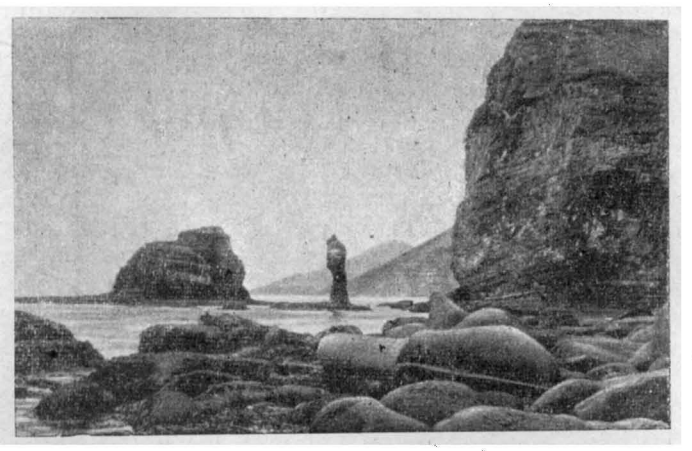


Рис. 135. Абразионные останцы у юго-восточного побережья о. Беринга. Фото Ю. В. Жегалова

от —4,0 (февраль) до +10,5° (август). Средняя годовая температура воздуха не превышает +3°.

Флора на островах бедна видами даже по сравнению с небогатой флористической провинцией Камчатки. К настоящему времени на Командорах описано 348 видов против 928 видов, известных на Камчатке (Васильев, 1957). Наибольшее сходство флора Командор обнаруживает с Камчаткой (90% общих видов) и значительно меньшее — с Алеутскими островами (63% общих видов). Такой состав флоры позволяет В. Н. Васильеву сделать заключение, что разобщение территории Командор с Камчаткой произошло позднее, чем с Алеутскими островами. Время отделения Командор от Камчатки относится В. Н. Васильевым на основании ботанических данных к концу плейстоцена — началу голоцена.

Своеобразен животный мир Командорских островов. Это один из немногих пунктов Советского Союза, где водятся котики и морские бобры.

http://jurassic.ru/

Глава третья

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Главная роль в строении Командорских островов принадлежит палеогеновым и неогеновым осадочно-туфогенным и эффузивным образованиям (рис. 136). Четвертичные рыхлые отложения небольшой мощности (порядка первых метров) занимают незначительные площади в долинах речек и отчасти на побережье островов. Сравнительно большая площадь занята четвертичными озерно-болотными отложениями лишь на севере о. Беринга вблизи оз. Саранного.

Палеогеновые и неогеновые образования Командорских островов представлены толщей осадочно-туфогенных и эффузивных пород общей мощностью около 5000 *м*. Осадочно-туфогенные отложения охарактеризованы фауной и флорой верхнеолигоцен-нижнемиоценового возраста. Положение в разрезе эффузивных немых толщ устанавливается по взаимоотношениям с фаунистически охарактеризованными осадочно-туфогенными отложениями.

Южная часть о. Беринга сложена монотонной толщей туфогенно-осадочных пород верхнеолигоценового возраста, образующих крупную антиклинальную складку северо-западного простирания. Северная часть острова резко отличается от южной. Здесь располагается крупная мульда, выполненная осадочно-туфогенными и органогенными породами миоценового возраста. С севера мульда окаймляется выходами эффузивов верхнеолигоценового возраста. Эта часть острова представляет собой серию разновысоких морских террас. Наиболее высокая (150—160*м*) терраса располагается на крайнем севере острова, т. е. в полосе выходов эффузивов. Реликты этой же террасы встречаются и несколько южнее и, как правило, субстратом здесь также служат верхнеолигоценовые эффузивы. На остальной площади северной части о. Беринга развиты террасы более низких уровней; вблизи с. Никольского (долина р. Гаванской) отчетливо заметны контуры осушенного в недавнем прошлом морского залива.

Остров Медный, несмотря на небольшую площадь, отличается от о. Беринга большим разнообразием геологических образований. Северную часть острова занимает крупная экструзия липаритов, образующая в рельефе куполообразную возвышенность со сглаженными очертаниями. Центральная часть острова сложена толщей верхнеолигоценовых туфогенно-осадочных образований и по рельефу почти ничем не отличается от южной части о. Беринга. Южную часть острова занимают эффузивы и туфы плиоценового(?) возраста. Рельеф этой части острова также очень напоминает рельеф южной части о. Беринга. Некоторое своеобразие ему придают крупные экструзии роговообманковых андезитов, образующие в рельефе куполообразные возвышенности, получившие у местных жителей название «сахарные головы» (благодаря светлым оттенкам пород экструзий). Здесь же вскрывается единственное на островах интрузивное тело диоритового состава.

http://jurassic.ru/

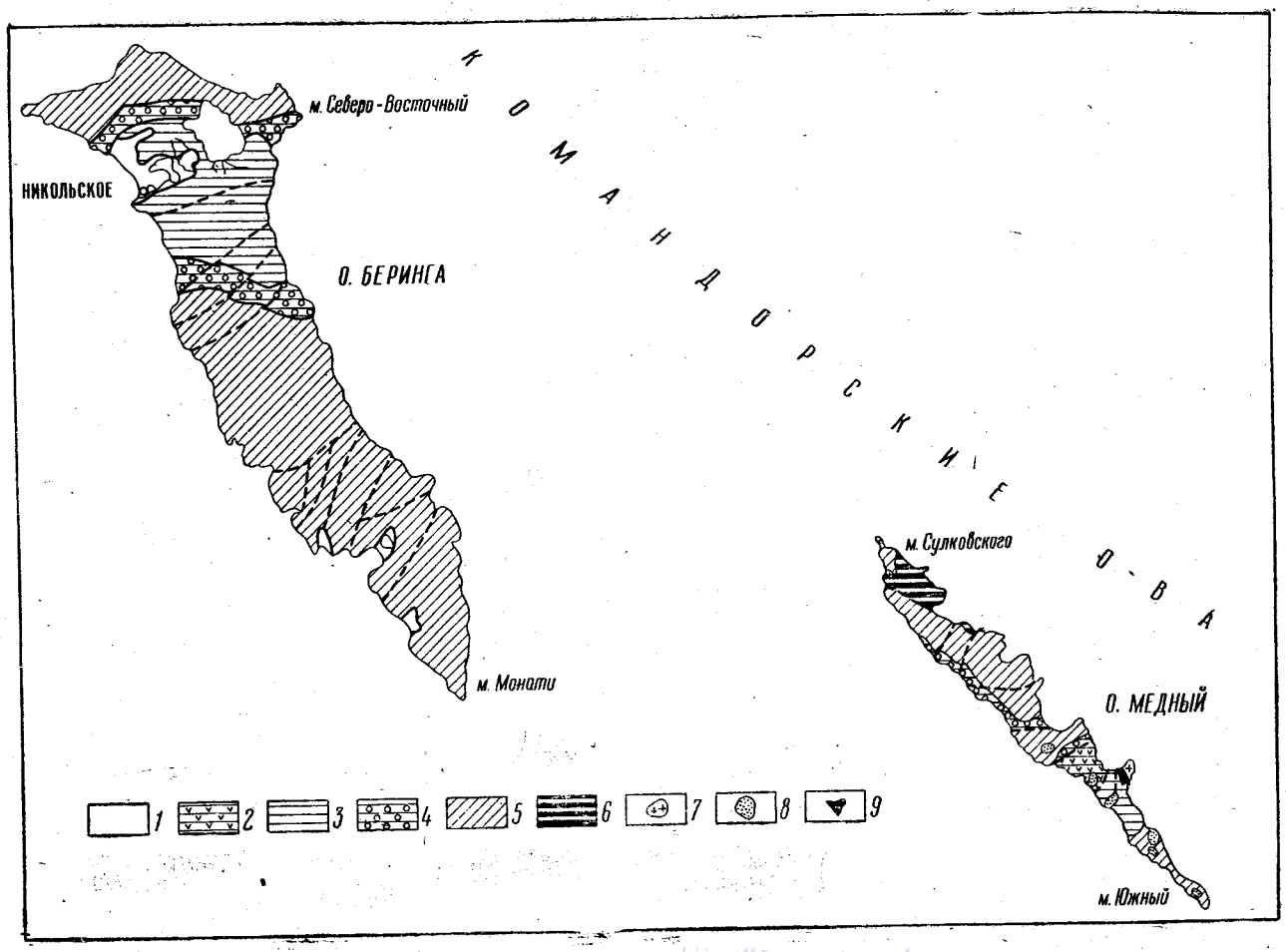


Рис. 136. Схематическая геологическая карта Командорских островов. По Ю. В. Жегалову

1 — четвертичные аллювиальные и озерно-болотные отложения; *2* — водопадская свита (андезиты, лавобрекчии, лапиллиево-кристаллические туфы); *3* — каменская свита (пелитовые и алевритовые туфы, туффиты, диатомиты, опоки); *4* — буяновская свита (конгломераты, псаммитовые туфы); *5* — свита мыса Толстого (алевритовые, псаммитовые и псефитовые туфы, туфобрекчии, туфоконгломераты, андезиты, базальты); *6* — липариты; *7* — кварцевые диориты; *8* — экструзивные тела и жилы амфибол-авгитовых и амфибол-биотитовых андезитов; *9* — гидротермально измененные породы (вторичные кварциты и пропилиты)

https://jurassic.ru/

Глава четвертая

СТРАТИГРАФИЯ

Первая стратиграфическая схема геологических образований Командорских островов, как указано выше, была предложена И. Морозевичем в 1903 г. Работы Ю. В. Жегалова (1959 г.) подтвердили основной вывод И. Морозевича о преимущественном развитии на Командорах пород палеогена и неогена. Однако стратиграфическая схема расчленения этих отложений, предложенная Ю. В. Жегаловым, значительно отличается от схемы И. Морозевича (рис. 137).

Все стратиграфические образования Командорских островов Ю. В. Жегаловым расчленены на четыре свиты (снизу вверх): мыса Толстого, буяновскую, каменскую и водопадскую. Первые три свиты объединены в командорскую серию.

ПАЛЕОГЕНОВАЯ И НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМЫ

КОМАНДОРСКАЯ СЕРИЯ

Свита мыса Толстого. Породы свиты мыса Толстого играют основную роль в строении Командорских островов, занимая более 70% площади о. Беринга и более 50% площади о. Медного. Накопление осадочных пород свиты происходило на фоне интенсивной вулканической деятельности в тектонически активной зоне, что и определило фациальную пестроту отложений и значительное разнообразие литолого-петрографического состава осадочно-туфогенных и эффузивных образований. Свидетельством неспокойной тектонической обстановки, в которой формировались отложения, являются своеобразные жилы кластических пород (нептунические дайки), широко развитые на о. Беринга. Эти «жилы» появились в результате заполнения обломочным материалом трещин в толще осадочных пород.

Породы свиты мыса Толстого слагают южную и центральную части островов Беринга и Медного. Они представлены в двух фациях: вулканогенной и туфогенно-осадочной.

Нижняя часть разреза туфогенной фации свиты вскрывается на северо-восточном побережье о. Медного (от бухты Преображенской до бухты Жировой) и в южной части о. Беринга (от мыса Монати до мыса Толстого). Здесь преобладают грубообломочные разности пирокластических пород — псаммитовые и псефитовые туфы. Монолитные пласты этих пород достигают мощности 15—20 *м*. Алевритовые и алевропелитовые туфы имеют в нижней части разреза подчиненное значение, они встречаются в виде маломощных (2—5 *м*) пачек тонкого чередования, в которых значительную роль играют и тонкослоистые псаммитовые туфы. Пирокластический материал в туфах представлен разной величины угловатыми и остроугольными обломками эффузивов андезитового и базальтового состава, а также мономинеральными обломками плагиоклаза, пироксенов, роговой обманки и реже кварца. Обломки пород обычно в значительной степени (а иногда полностью) замещены хлоритом, цеолитами и карбонатами. Цемент, видимо, пепло-

http://jurassic.ru/

вый, хлоритизированный. Среди туфов встречаются линзообразные прослои конгломератов небольшой мощности, галька в которых представлена исключительно эффузивами среднего и основного состава. Псаммитовые и псефитовые туфы обычно содержат многочисленные обломки обуглившегося растительного детрита и мелкие (2—3 *см*) линзообразные прослои полублестящего угля.

Общая мощность нижней части свиты достигает 1500 *м*. В береговых обрывах, тянущихся от бухты Мальцевской к мысу Развальному (о. Беринга) была обнаружена небогатая в видовом отношении фауна, которая, по определению А. Д. Кочетковой, представлена: *Yoldia* cf. *mitida* S l o d., *Pecten* sp. indet., *Variamussium pillarense* S l o d., *Cardita* sp. indet., *Thyasira* sp., *Laevicardium* sp., *Macrocallista* (?) sp. indet., *Mactra* (*Mactra*) sp. (aff. *M. kavakamiensis* L. K r i s h t.), *Happonix* (?) sp., *Polinices* (*Polinices*)? aff. *esutoruensis* L. K r i s h t., *Turris* sp. (aff. *T. tigilensis* L. K r i s h t.), *Balanus* sp. По заключению А. Д. Кочетковой, большинство форм имеют вертикальный диапазон распространения в пределах верхний палеоген—миоцен, однако присутствие *Variamussium pillarense* S l o d. ограничивает возраст этой части разреза (как будет видно из дальнейшего, и всей свиты) верхним олигоценом.

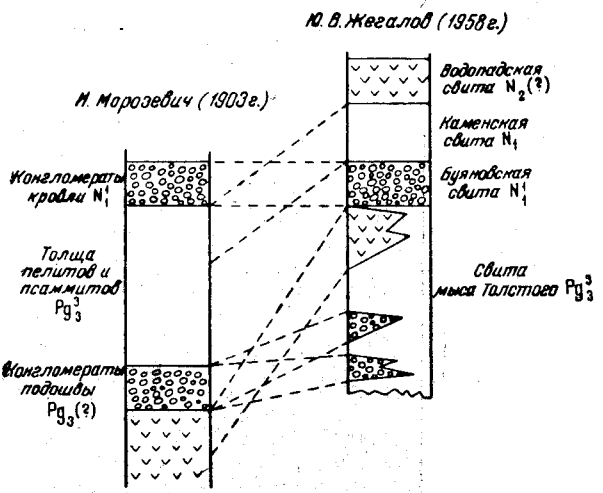


Рис. 137. Сопоставление палеоген-неогеновых разрезов Командорских островов. По И. Морозевичу и Ю. В. Жегалову

Вся вышележащая часть свиты на обоих островах представлена преимущественно мелкообломочными туфами (алевритовыми и пелитовыми), образующими мощные толщи монотонного чередования, которые лишь на отдельных участках замещаются более грубообломочными породами. Строение этой части свиты изучено в прекрасных береговых обнажениях на северо-восточном побережье о. Беринга от бухты Командор до бухты Буян, а также в обнажениях в бухте Корабельной на о. Медном.

В этих обнажениях свита представлена однообразным тонким чередованием алевритовых, пелитовых и псаммитовых туфов с линзообразными прослоями и конкрециевидными стяжениями известняка. Под микроскопом в туфах удается различить лишь мелкие остроугольные обломки плагиоклазов, моноклинного пироксена и кварца, а также мелкие листочки хлорита, видимо развивающегося по темноцветным минералам. Цемент представлен зеленовато-бурой опаловой массой, которая местами имеет сферолитовую структуру раскристаллизации (халцедон), а в отдельных участках переходит в микрокристаллический агрегат кварца. Известняки и известковистые туфы представляют собой сильно загрязненную туфовым материалом известковую массу, в которой с трудом различаются мелкие зерна более чистого карбоната и обломки мелких раковин. В некоторых случаях известняк имеет псевдоолитовую структуру, с хорошо различимыми под микроскопом мелкими концентрически слоистыми шариками размером 0,1 *мм*.

http://jurassic.ru/

Переслаивание различных пород свиты иногда приобретает флишоидный характер. Наиболее отчетливо ритмичное чередование можно наблюдать в бухте Корабельной у мыса Поповского. В основании ритма наблюдается тонкое переслаивание алевритовых и пелитовых туфов (мощность 20—25 *см*); кверху она сменяется слоем однородного туфа (10—20 *см*) и затем известняка (10—15 *см*). Мощность флишоидных пород достигает нескольких сотен метров (рис. 138). Мощность верхней части свиты изменяется от 800 до 1300 *м*.

Суммарная мощность осадочно-туфогенных образований свиты мыса Толстого достигает 2500—2800 *м*.

Из верхней части свиты А. Д. Кочетковой определена фауна: *Acila* sp., *Yoldia* aff. *mitida* Slod., *Glycymeris* sp., *Pecten* sp. indet., *Variamus-*

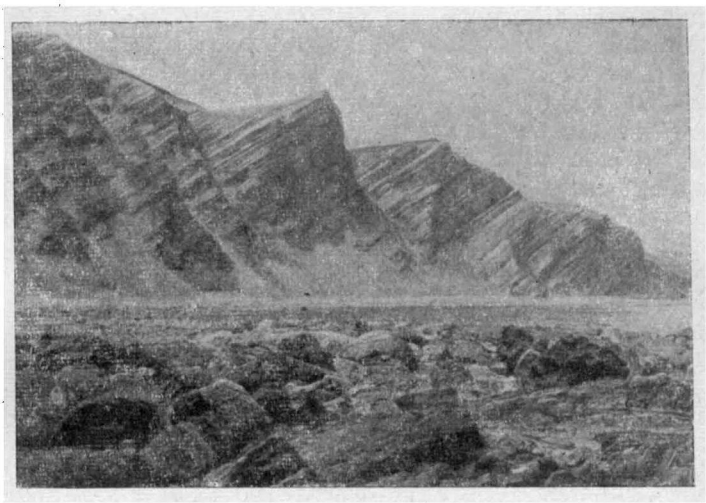


Рис. 138. Обнажения туфов свиты мыса Толстого (верхний олигоцен) у мыса Поповского. Фото Ю. В. Жегалова

sium pillarense Slod., *Laternula* sp., *Phacoides* cf. *acutilineata* Conr., *Laevicardium* sp., *Macoma* sp., *Polinices* (*Euspira*) *galianoi* Dall, *Neptunea* (*Colus*) sp. indet., *Fusinus* sp. (aff. *F. prolixus* Khom.), *Aforia*(?) *clallamensis* (Weaver), *Balanus* sp., *Dentalium* sp. (aff. *D. waschingtoniana* Dall), *Pentacrinus* sp. Судя по присутствию *Variamussium pillarense* Slod., возраст верхней части свиты не выходит за пределы верхнего олигоцена.

В нижних горизонтах свиты среди осадочно-туфогенных пород встречаются потоки эффузивов мощностью от нескольких метров до нескольких десятков метров. Эффузивы дислоцированы согласно с туфогенными породами свиты и, несомненно, представляют одновозрастные с ними образования. Это темно-серые, с зеленоватым оттенком, плотные авгитовые андезиты, иногда с шаровой отдельностью (рис. 139). Существенную роль в свите эффузивы играют лишь на севере о. Беринга, где они почти полностью вытесняют туфогенные породы. Свита представлена здесь чередованием пластов эффузивов, туфобрекчий, лавобрекчий и туфоконгломератов.

Широкое развитие туфоконгломератов, сопровождающих эффузивные и туфогенные породы, указывает на существование в этот период ряда островов — вулканов, у которых и образовались эти своеобразные

http://jurassic.ru/

породы. Широкое развитие туфоконгломератов в подобных условиях описано в Курило-Камчатской дуге (Е. К. Мархинин).

Видимая мощность эффузивов, туфобрекчий и туфоконгломератов северной части о. Беринга не менее 1500 *м*.

Близким аналогом свиты мыса Толстого на восточном побережье Камчатки являются отложения так называемого восточно-камчатского туфогенного флиша (Г. М. Власов). Эти отложения широко распространены по побережью Берингова моря вблизи пролива Литке, на п-ове Озерном и в других местах. Сходные по составу флишоидные толщи наблюдаются на Карагинском острове и в наиболее близкой к Командорам точке Восточной Камчатки — п-ове Камчатского Мыса

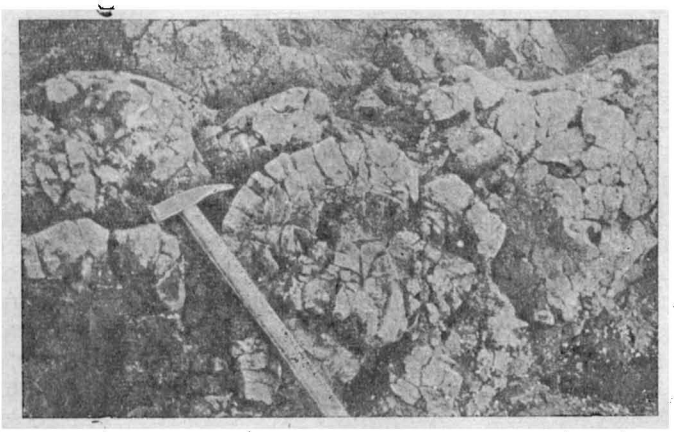


Рис. 139. Шаровые лавы свиты мыса Толстого (верхний олигоцен); бухта Изюговая, о. Беринга. Фото Ю. В. Жегалова

(Р. И. Вялова, А. И. Юдин). Большое сходство со свитой мыса Толстого, по мнению В. И. Винюкова, обнаруживают также туфогенная толща, развитая по р. Еловке, и низы разреза богачевской серии Кроноцкого полуострова (В. Г. Макаров, М. Ф. Двали, Л. П. Грязнов и др.).

Буяновская свита. Туфогенные и эффузивные породы свиты мыса Толстого перекрываются на о. Беринга и на о. Медном конгломератами, которые выделяются под названием буяновской свиты.

На о. Беринга конгломераты буяновской свиты выходят в северной его половине на крыльях синклинального прогиба, в бассейнах рек Каменка, Буян, Китовая и др. На о. Медном выходы конгломератов прослеживаются неширокой полосой вдоль юго-западного побережья и пересекают остров в центральной его части.

Состав пород буяновской свиты довольно однообразен. Она представлена чередующимися псаммитовыми туфами и конгломератами приблизительно в равных количественных соотношениях. Лишь в верхней части свиты в небольших количествах появляются алевритовые и алевропелитовые туфы.

Конгломераты буяновской свиты характеризуют эпоху резкого поднятия островов, обмеления морского бассейна и перемыва ранее накопленных отложений. Вместе с тем они являются базальными слоями вышележащих отложений каменской свиты (на о. Беринга). Такое положение конгломератов определяет их взаимоотношения с подстилающими и перекрывающими породами. Тонкообломочные туфы верхней части свиты мыса Толстого резко сменяются конгломератами и псам-

http://jurassic.ru/

митовыми туфами буяновской свиты, тогда как вверх по разрезу конгломераты постепенно замещаются псаммитовыми и алевритовыми туфами каменской свиты. Эти взаимоотношения отчетливо наблюдаются в центральной части Беринга по рекам Каменке, Товарищеской Шайбе и др.

В средней и, видимо, верхней частях разреза свиты количество и мощность прослоев конгломератов увеличивается. В бухте Китовой Второй в разрезе присутствуют почти исключительно конгломераты с небольшими линзообразными прослоями зеленовато-серых псаммитовых туфов, также содержащих включения хорошо окатанной мелкой гальки. Большая часть гальки в конгломератах буяновской свиты представлена породами, слагающими нижележащую свиту мыса Толстого.

Помимо гальки «местных» пород, широко развитых на Командорских островах, в конгломератах буяновской свиты отмечена также галька «экзотических» пород, в настоящее время на островах не обнажающихся, таких, как диоритовые порфириты, гранодиориты и др. Цемент конгломератов известковистый, с примесью туфогенного материала. В цементирующей массе часто содержатся обломки известковых раковин. Разнообразный петрографический состав гальки конгломератов буяновской свиты указывает на региональный характер размыва в период образования свиты. Материал для образования конгломератов поступал с значительно большей территории, чем современная площадь Командорских островов.

Верхняя граница буяновской свиты нерезкая, постепенная и определяется по исчезновению последних пластов и линз конгломератов.

Несколько иной разрез буяновской свиты наблюдался на севере о. Беринга, у мыса Вакселя. Здесь преобладают крупногалечные и валунные конгломераты, обломки которых достигают 1—1,5—2,0 *м* в диаметре. Наряду с хорошо окатанными валунами и галькой в породе присутствуют полуокатанные и угловатые глыбы эффузивов, размер которых также достигает 1—1,5 *м* в поперечнике. Мелкогалечниковые конгломераты играют здесь подчиненную роль, псаммитовые туфы встречаются очень редко.

В этом разрезе галька и валуны конгломератов представлены почти исключительно андезитами и андезито-базальтами, которые широко развиты на севере о. Беринга и составляют эффузивную фацию свиты мыса Толстого. Такой характер разреза свиты у мыса Вакселя, несомненно, связан с близостью крупного вулканического массива на севере острова, откуда в основном и поступал обломочный материал для образования конгломератов.

На о. Медном породы буяновской свиты прослеживаются по западному побережью от бухты Гавриловской до мыса Косой Камень в виде полосы шириной 1—2 *км*. По составу отложения буяновской свиты на о. Медном мало отличаются от пород этой свиты, обнажающихся на о. Беринга. Отличительной чертой является лишь большее разнообразие состава гальки. Из конгломератов буяновской свиты по р. Каменке И. Морозевичем была собрана фауна (по определению Н. Н. Тихоновича): *Yoldia palachei* Dall, *Yoldia* aff. *submontereyensis* Arn., *Pecten peckhami* Gabb, *Buccinum* sp. По мнению Н. Н. Тихоновича, эта фауна указывает на нижнемиоценовый возраст конгломератов.

А. Д. Кочеткова из сборов Ю. В. Жегалова (1959 г.) определила: *Thracia* sp. indet., *Phacoides acutilineata* Conr., *Mactra* (*Pseudocardium*) aff. *densata* (Conr.). Этот комплекс фауны, по заключению А. Д. Кочетковой, вполне определенно указывает на миоценовый, возможно нижнемиоценовый, возраст конгломератов. Учитывая стратиграфическое положение буяновской свиты, можно достаточно уверенно говорить именно о нижнемиоценовом ее возрасте.

http://jurassic.ru/

Мощность буяновской свиты непостоянна и изменяется от 200 до 400 *м*.

Каменская свита. Вверх по разрезу отложения буяновской свиты перекрываются туфогенно-осадочными породами каменской свиты.

Отложения каменской свиты выполняют ядро синклинальной складки в северной части о. Беринга. Эти отложения И. Морозевич, основываясь главным образом на внешнем сходстве пород, параллелизовал с туфогенной толщей «пелитов и псаммитов» верхнеолигоценового возраста.

По данным Ю. В. Жегалова, отложения каменской свиты занимают в нормальном разрезе более высокое стратиграфическое положение и отделяются от туфогенных пород свиты мыса Толстого конгломератами (буяновская свита). Более детальное микроскопическое изучение пород каменской свиты и свиты мыса Толстого показало, что при внешнем сходстве состав пород свит неодинаков. При этом характерно присутствие в каменской свите диатомитов, которые нигде не встречены в свите мыса Толстого.

Каменская свита сложена переслаивающимися алевритовыми и пелитовыми туфами, подчиненное значение имеют псаммитовые туфы, туфогенные песчаники и туффиты. В верхней части свиты большую роль играют диатомиты и туфодиатомиты. По всему разрезу встречаются отдельные маломощные прослои и линзы органогенного известняка и мергеля, количество которых также увеличивается в верхних горизонтах свиты.

С нижележащими отложениями буяновской свиты каменская свита связана постепенным переходом. Конгломераты и псаммитовые туфы буяновской свиты вверх по разрезу постепенно сменяются алевритовыми и алевропсаммитовыми туфами. В алевропелитовых туфах каменской свиты вблизи контакта с конгломератами буяновской свиты наблюдается мелкая окатанная галька эффузивов. Стратиграфически нижние горизонты свиты представлены алевропелитовыми туфами, которые совместно с псаммитовыми образуют пачки тонкого чередования мощностью 3—5 *м*, при мощности отдельных слоев 1—3 *см*. Эти пачки разделяются обычно монолитными пластами псаммитовых туфов мощностью 1—2 *м*. Иногда пласты псаммитовых туфов отсутствуют и мощность пачек возрастает до десятков и сотен метров. Местами, например на водоразделе рек Каменки и Товарищеской Шайбы, в разрезе преобладают темно-серые, с зеленоватым оттенком, псаммитовые туфы.

Псаммитовые туфы нижней части разреза каменской свиты по облику и петрографическому составу близки к одноименным породам свиты мыса Толстого. Однако в псаммитовых туфах каменской свиты всегда присутствуют в том или ином количестве окатанные обломки пород.

Химический анализ мелкообломочных туфов каменской свиты представлен в табл. 48. Судя по составу, пепловый материал туфов отвечает кислой липаритовой магме. Мелкообломочные туфы почти постоянно содержат ту или иную примесь органогенного материала в виде обломков раковин, створок диатомей и т. д.

В верхних горизонтах свиты туфогенные породы постепенно уступают место нормальным осадочным и органогенным с той или иной примесью пирокластического материала. Основную роль в разрезе приобретают диатомиты и туфодиатомиты. Это свидетельствует о более спокойном режиме накопления осадков и некотором ослаблении вулканической деятельности на сопредельных территориях.

http://jurassic.ru/

Породы каменской свиты самые молодые в разрезе третичных отложений о. Беринга. Общая мощность видимого разреза свиты 1000—1100 *м*.

Из отложений каменской свиты, по сборам Ю. В. Жегалова (1959 г.), А. Д. Кочетковой определены следующие виды моллюсков: *Acila* sp. indet., *Yoldia* cf. *nitida* Slod., *Malletia* aff. *inermis* (Yok.), *Glycymeris* sp., *Palliolum (Delectopecten) peckhami* (Gabb), *Laternula* sp., *Cardita* sp. (aff. *C. amaniensis* L. Krisht.), *Thyasira* sp., *Phacoides acutilineata* (Conr.), *Laevicardium* sp., *Serripes* sp., *Macoma(?)* sp., *Turritella* sp., *Acmaea* sp. (aff. *A. kamtschatica* Ilyina), *Dentalium* sp. (aff. *D. weinkauffi* Dun.), *Dentalium* sp. (aff. *D. condoni* Dall), *Vermetus* sp. А. Д. Кочеткова приходит к выводу о миоценовом возрасте каменской свиты.

У подножия Свиных Гор Ю. В. Жегаловым в диатомитах найдены остатки флоры, представленные, по определению А. Ф. Ефимовой, *Typha* sp. indet., *Arancarites* sp.

В устье р. Старогаванской и на побережье между заливом Буян и заливом Старогаванским И. Морозевичем в породах каменской свиты была собрана фауна: *Pecten peckhami* Gabb, *Cardium* sp. (aff. *Cardium decoratum* Grew.), *Semele* aff. *stimpsoni* Dall, *Natica* sp., *Tellina* sp. (определение Н. Н. Тихоновича).

Отложения каменской свиты И. Морозевич объединял с туфогенными породами, развитыми на юге о. Беринга, которые имеют более древний, верхнеолигоценовый возраст. Однако заключение определявшего фауну Н. Н. Тихоновича и более поздний анализ этих же сборов А. П. Ильиной подтверждают вывод о более молодом возрасте осадков каменской свиты.

Имеющиеся материалы недостаточны для более точного определения верхней возрастной границы свиты. Ценные данные по этому вопросу могут быть получены при сопоставлении с относительно хорошо изученными районами соседней территории Камчатки. Несомненными аналогами каменской свиты на восточном берегу Камчатки являются белесоватые отложения тюшевской серии Кроноцкого района (М. Ф. Двали и др.), еловская свита Озерновской впадины (В. Н. Винюков и др.). Подобного рода отложения широко развиты и на западном побережье полуострова (воямпольская серия).

Для всех этих отложений, развитых на территории Камчатки, очень характерно массовое присутствие диатомовых, причем максимум их развития приурочен к среднему миоцену (кулувенская и вивентекская свиты Западной Камчатки). Массовое присутствие диатомовых в породах каменской свиты приурочено к ее верхним горизонтам. Это обстоятельство позволяет сделать заключение, естественно, очень условное, о том, что верхняя часть разреза каменской свиты не моложе среднего миоцена.

Водопадская свита. Эффузивы и туфы водопадской свиты развиты на очень ограниченной площади в южной части о. Медного.

Свита сложена преимущественно андезитами и их туфами, залегающими с угловым несогласием на туфогенных породах командорской серии. Андезиты водопадской свиты слагают пласты небольшой протяженности, перемежающиеся с лавобрекчиями и своеобразными лапиллиево-кристаллическими туфами, мощность которых обычно значительно уступает мощности андезитов. С андезитами очень тесно пространственно и генетически (?) связаны мелкие экструзивные тела и очень многочисленные в южной части о. Медного дайки андезитов того же состава. Последние, несомненно, являются продуктами единого магматического цикла и представляют собой корни пластов и экструзий. Гене-

http://jurassic.ru/

тическое родство этих образований подчеркивается близким петрографическим составом и очень большим внешним сходством пород. В некоторых случаях (бухта Никольская) удается наблюдать непосредственную связь пластовых и экструзивных андезитов; пласты эффузивов как бы стекают с экструзии, а их наклон уменьшается в удалении от экструзивного тела. Состав андезитов водопадской свиты довольно однообразен. Они относятся к наиболее кислым роговообманковым и роговообманково-пироксеновым разностям. Мощность пластов андезитов достигает нескольких десятков метров. С ними очень тесно связаны лавобрекчии, имеющие одинаковый петрографический состав с андезитами. Границы раздела между двумя этими разновидностями пород обычно нерезкие, постепенные.

Андезитами и лавобрекчиями сложена основная часть разреза свиты. Среди них иногда встречаются прослои очень своеобразных туфовых пород, которые могут быть названы лапиллиево-кристаллическими туфами. Мощность прослоев обычно не превышает первых метров. Туфы состоят из остроугольных обломков минералов и пород (преимущественно роговообманковых андезитов); последние имеют округлую и овальную форму. Среди минералов-пирокластов преобладает плагиоклаз, реже встречается базальтическая и обыкновенная роговая обманка, пироксен и магнетит. Размер обломков минералов не превышает 2—2,5 *мм*. Среди обломков пород преобладают роговообманковые и пироксеновые андезиты, их туфы и туфолавы, реже встречаются породы более кислого состава. Наблюдаются единичные обломки сильно измененных базальтовых порфиритов. Сильно развитые процессы цеолитизации затушевывают состав и структуру породы. Очень редко удается наблюдать слоистую текстуру в туфах. Для более полной характеристики этих своеобразных пород ниже даются результаты химического анализа лапиллиево-кристаллического туфа. Для сравнения приведен анализ роговообманково-пироксенового андезита водопадской свиты (см. табл. 48, анализы 2, 3).

Весьма показательно распространение туфов по площади. Почти все известные выходы их концентрируются на юго-западном побережье острова. На северо-восточном побережье, несмотря на небольшую ширину острова, выходы туфов неизвестны. Это указывает на возможное расположение вулканических очагов в период образования свиты ближе к юго-западной стороне острова.

Мощность пород водопадской свиты резко изменяется вплоть до полного выклинивания. Максимальная мощность не превышает 500 *м*.

Возраст пород водопадской свиты не может быть точно установлен из-за отсутствия органических остатков. Учитывая стратиграфическое положение пород свиты — наиболее молодых в разрезе третичных отложений Командорских островов — они условно отнесены к плиоцену.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Значение четвертичных рыхлых отложений в геологическом строении Командорских островов сравнительно невелико. Наиболее широко развиты элювиально-делювиальные отложения, почти повсеместно перекрывающие маломощным плащом более древние породы. Площади, занятые четвертичными отложениями другого генезиса, очень невелики. Причина слабого развития четвертичных отложений заключается в недавнем поднятии островов, сопровождавшемся размывом рыхлых четвертичных отложений. В связи с этим останцы высоких морских террас почти полностью лишены покрова рыхлых отложений, высокие же реч-

http://jurassic.ru/

ные террасы встречаются только в виде отдельных фрагментов далеко не во всех речных долинах островов. Более широко развиты отложения современной пляжевой полосы и озерно-болотные отложения на севере о. Беринга.

Среди четвертичных отложений Командорских островов можно выделить следующие генетические комплексы: 1) отложения высоких морских террас; 2) озерно-болотные отложения; 3) отложения пляжевой полосы и песчаные дюны; 4) аллювиальные отложения; 5) элювиально-делювиальные отложения. Все эти комплексы, исключая рыхлые отложения высоких морских террас, близки по времени образования и, по-видимому, относятся к современному отделу четвертичной системы. Отложения высоких морских террас связаны с более ранними поднятиями островов и, судя по аналогии с Камчаткой, относятся к верхнему и среднему отделам четвертичной системы.

* *
*

Из наиболее существенных вопросов стратиграфии Командор, требующих разрешения, можно выделить следующие:

1. Имеется недостаточно данных для определения нижней возрастной границы свиты мыса Толстого. Возможно, в состав свиты включены отложения и более древние, чем верхнеолигоценовые. Вопрос может быть решен детальным изучением нижней части разреза свиты на юге о. Беринга и в центральной части о. Медного. Эти же работы могут дать материал для более дробного расчленения свиты, что не удалось выполнить в процессе картирования из-за сильной фациальной изменчивости ее разреза.

2. Неясен вопрос о возрасте верхних слоев каменской свиты. Он может быть решен изучением разреза свиты на о. Беринга (главным образом в районе Свиных Гор).

3. Совершенно отсутствуют палеонтологические доказательства возраста водопадской свиты.

4. Наконец, много нерешенных вопросов относится к истории геологического развития Командор в четвертичное время. Из них на первое место следует поставить вопрос об определении возраста высоких морских террас палинологическими и другими методами и о четвертичном оледенении Командор.

http://jurassic.ru/

Глава пятая

МАГМАТИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ

В геологическом строении Командорских островов значительная роль принадлежит различным магматическим породам. Наиболее широко развиты эффузивные породы преимущественно среднего и основного состава, более кислые разности эффузивных пород имеют подчиненное значение. Интрузивный массив кварцевого диорита обнаружен лишь на о. Медном. Вместе с тем очень широко развиты и жильные образования андезитового ряда, большая часть которых относится к единому с интрузивным массивом магматическому циклу.

Вопрос о возрасте магматических пород решается не всегда однозначно. Наиболее четко удается установить возраст эффузивных образований, для значительной части которых наблюдались непосредственные взаимоотношения с осадочно-туфогенными отложениями, охарактеризованными органическими остатками. Так, например, отчетливо стратифицируются наиболее древние магматические образования островов — эффузивы свиты мыса Толстого. Достаточно отчетливо устанавливается возраст экструзивного массива липаритов на о. Медном. Менее точно определен возраст эффузивов водопадской свиты, однако их наиболее высокое стратиграфическое положение в разрезе третичных отложений островов не вызывает сомнений.

Возрастная привязка интрузивных и дайковых образований более условна; в большинстве случаев удается установить лишь нижний возрастной предел этих пород по взаимоотношениям с теми отложениями, которые они прорывают. Учитывая петрографическое сходство отдельных типов дайковых пород с хорошо стратифицирующимися эффузивами, можно сделать предварительное заключение о возрасте первых, однако территориальная разобщенность этих пород не позволяет считать данное заключение достоверным. Более определенно решается вопрос о возрасте роговообманковых андезитов на о. Медном, взаимоотношения которых с эффузивами водопадской свиты наблюдались непосредственно в обнажениях.

Имеющиеся материалы позволяют наметить проявление двух крупных фаз магматической деятельности на территории островов. Первая из них совпадает по времени с образованием свиты мыса Толстого (верхний олигоцен) и характеризуется преимущественно основным и средним составом лав (пирокласты того же состава преобладают и в туфогенных породах свиты). Меньшее значение имеют кислые излияния и эксплозии (экструзия липаритов на о. Медном). Вероятно, с этой же фазой магматизма связано образование даек пироксеновых андезитов с самородной медью.

Продукты второй фазы магматизма известны только на о. Медном. С этой фазой связано образование многочисленных даек роговообманковых и биотитовых андезитов и интрузии кварцевых диоритов. Время образования этих пород точно не устанавливается, вероятнее всего внедрение их относится к концу неогенового периода (плиоцену?).

Довольно крупные поля гидротермально измененных пород, относящихся к формации вторичных кварцитов (алунитовых, каолинито-

http://jurassic.ru/

вых, серицитовых и др.), также, вероятно, связаны с поствулканической гидротермальной деятельностью этого времени. Они встречены в нескольких пунктах северо-восточного побережья о. Медного (мыс Матвея, мыс Черный и др.). В наиболее крупном по площади выходе этих пород у мыса Матвея удается наблюдать характерную для этих пород горизонтальную зональность от полностью кварцевых пород в центре площади (осевая часть «зоны») через серицито-кварцевые породы к пропилитам. Состав и строение зон вторичных кварцитов полностью тождественны вторичным кварцитам смежных районов Камчатки, где максимум гидротермальной деятельности, с которой связано образование этих пород, также приурочен к концу плиоцена (Власов, 1960д).

Магматическая деятельность конца палеогена (первая фаза магматизма Командор) проявилась на территории островов исключительно интенсивно. Мощные толщи эффузивов и пирокластических пород этого возраста (свита мыса Толстого) слагают почти целиком площадь обоих островов. По своим масштабам вулканическая деятельность данного времени, несомненно, была наиболее значительной на протяжении всей доступной для изучения геологической истории островов. Среди продуктов вулканической деятельности этой фазы магматизма главная роль принадлежит эффузивам и туфам основного и среднего состава. Меньшее значение имеют кислые породы (липариты и их пирокластические аналоги). Судя по тому, что пласты пирокластических пород среднего и кислого состава встречаются совместно, можно сделать заключение об одновременном или близком по времени образовании этих пород. Как будет показано ниже, такой казалось бы неестественный комагматизм не является особенностью одних Командор, но зафиксирован и на смежной территории Камчатки.

Описание условий залегания и характера эффузивных образований среднего и основного состава, слагающих свиту мыса Толстого, приведено в соответствующем разделе стратиграфии, поэтому здесь приводится лишь краткая петрографическая характеристика этих пород. Более подробно описаны кислые породы (липариты).

Среди эффузивных образований среднего и основного состава, развитых главным образом в северной части о. Беринга, по минералогическому составу и структуре выделяется ряд разновидностей, составляющих непрерывный ряд от андезитов к базальтам. Для наиболее кислых членов этого ряда андезитов характерна пилотакситовая и гипокристаллическая структуры. Порфировые выделения представлены преимущественно плагиоклазом, средний состав которого отвечает основному андезину, в краевых зонах он иногда отклоняется до лабрадора. Темноцветные минералы во вкрапленниках представлены авгитом, гиперстеном и единичными зернами обыкновенной роговой обманки. Основная масса сложена микролитами плагиоклаза (андезин), призмочками авгита и гиперстена, промежутки между которыми заполнены стеклом, часто нацело замещенным хлоритом. Встречаются отдельные зерна гематита (псевдоморфозы по магнетиту) и мелкие иголочки рутила. По плагиоклазу во вкрапленниках и в основной массе развиваются вторичные цеолиты и хлорит. Гиперстен обычно замещен частично или полностью хлоритом.

Андезито-базальты отличаются от андезитов интерсертальной структурой основной массы, более основным характером полевого шпата (микролиты плагиоклаза в основной массе отвечают основному андезину), а также присутствием небольшого количества (около 0,5%) мелких (0,3 *мм*) зерен оливина.

Оливиновые базальты характеризуются гломеропорфировой структурой с интергранулярной основной массой. Иногда отчетливо заметна

http://jurassic.ru/

текстура течения. Порфировые выделения представлены авгитом и оливином, нередко образующими гломеропорфировые скопления. Основная масса породы полнокристаллическая, сложена лейстами плагиоклаза, зернами моноклинного пироксена, рудного минерала и оливина. Встречаются листочки оранжево-бурого биотита и бурой роговой обманки. Плагиоклаз в основной массе образует крупные таблички (0,2—1,0 *мм*), отвечающие по составу лабрадору.

Разновидности базальта, содержащие биотит и роговую обманку, отличаются повышенным содержанием щелочей (около 7%) и приближаются к щелочным базальтам.

По химическому составу очень близко к щелочным базальтам стоит весьма своеобразная порода из группы лампрофиров, являющаяся петрографической особенностью Командор. Эта жильная порода встречена в одном пункте на о. Беринга (вблизи горы Стеллера) среди туфов свиты мыса Толстого. Порода светло-серая и состоит из хорошо ограненных зерен коричнево-красного амфибола (баркевикита), которые «цементируются» слабопрозрачной массой полевого шпата совместно с небольшим количеством кварца, магнетита и апатита.

З. Стажинский отмечает, что по петрографическому составу порода является аналогом излившихся щелочных вогезитов или камптонитов. Однако своеобразная структура породы позволила выделить ее в особую группу и дать ей новое название — берингит (по о. Берингу).

Для характеристики описанных выше пород в табл. 48 приведены химические составы наиболее распространенных пород этой группы (анализы 4—8).

Экструзия липаритов расположена на северо-западном окончании о. Медного. В рельефе липариты образуют высокий горный хребет, отделенный от основного массива острова сквозной тектонической долиной рек Песчанки и Бобровой. Такое обособленное положение липаритов дало повод И. Морозевичу назвать эту часть острова «северо-западным риолитовым хребтом». На всей площади «риолитового хребта» липариты обнаруживают большое однообразие состава, что лишний раз подчеркивает экструзивную природу массива. Это светло-серые, зеленоватые и розоватые породы, обычно массивной текстуры; в редких случаях наблюдается столбчатая отдельность. Иногда, за счет чередования разноокрашенных полос липарита (главным образом зеленых и розовых), липариты приобретают полосчатую текстуру. В отдельных случаях, в основном на периферии массива, среди липаритов встречаются прослои и линзы липаритового туфа и туфобрекчий, обломки в которых имеют тот же состав и структуру, что и массивные липариты. Это обстоятельство указывает на то, что становление массива липаритов сопровождалось выбросами пирокластического материала; правда, последний процесс имел резко подчиненное значение.

Взаимоотношения туфов и туфобрекчий липаритов с породами свиты мыса Толстого, которые наблюдались у мыса Трофимовского, позволяют сделать вполне обоснованное заключение о том, что массив липаритов по времени образования соответствует первой половине интервала времени, в которое образовались породы свиты мыса Толстого, так как верхние горизонты свиты перекрывают массив липаритов. Это заключение подтверждают также находки прослоев липаритовых туфов и туфобрекчий в нижней части свиты на о. Беринга, в верхних же горизонтах свиты таких прослоев не встречено.

Липариты в пределах всего массива имеют весьма однообразные состав и структуру. Они обладают отчетливой порфировой структурой. Основная масса, как правило, скрытокристаллическая. Фенокристаллы представлены в большинстве случаев водяно-прозрачными зернами

http://jurassic.ru/

кварца, нередко оплавленного, и полевого шпата — альбита, содержащего обычно около 5% анортитовой молекулы; размер фенокристаллов кварца и полевого шпата часто достигает 5—6 *мм*. Из темноцветных минералов встречаются очень редко пироксен (авгит) и удлиненные чешуйки биотита. Основная масса породы обычно имеет отчетливое сферолитовое строение, реже наблюдается витрофировая и криптокристаллическая основная масса. Сферолиты образованы альбитом, иногда с небольшой примесью мелких игольчатых кристаллов пироксена. Кварц обычно располагается между сферолитами, реже в центральной части сферолитовых агрегатов.

И. Морозевич придавал большое значение липариту для доказательства комагматизма Командор и Тихоокеанского побережья Северной Америки. Действительно, как видно из табл. 48 (анализы 9, 10, 11), химическое сходство командорского липарита и липарита из Калифорнии очень велико.

Проявления второй фазы магматизма встречены только на территории о. Медного. С ней связано образование многочисленных даек и экструзий роговообманковых и роговообманково-биотитовых андезитов и интрузий кварцевых диоритов. Весьма интенсивно проявилась эффузивная деятельность. Мощный покров лав конца неогена занимает значительные площади на юге острова. Эффузивные образования этого возраста описаны в разделе «Стратиграфия» (водопадская свита). Одновозрастность даек роговообманковых андезитов и эффузивов водопадской свиты доказывается вполне определенно непосредственными наблюдениями в обнажениях. Первые являются корнями потоков и покровов эффузивов водопадской свиты. Заключение же о принадлежности кварцевых диоритов и роговообманковых андезитов к единой фазе магматизма основывается на петрографическом и химическом сходстве этих пород. Особенно близки по составу и структуре кварцевые диоритовые порфириты (краевые и дайковые фации интрузии кварцевых диоритов) и роговообманковые андезиты.

Единственный на Командорских островах массив интрузивных пород находится на мысе Черном (о. Медный). Общая площадь, занятая массивом, составляет около 1 *км*^{2}. Центральная часть массива сложена амфибол-биотитовыми кварцевыми диоритами, которые к периферии сменяются кварцевыми диоритовыми порфиритами, несомненно, представляющими собой краевую фацию единого интрузивного тела. Такой же состав и структуру (кварцевых диоритовых порфиритов) имеют и многочисленные дайки, вскрывающиеся вблизи массива и, вероятно, представляющие собой дайковую фацию этого массива.

Основываясь на данных химического анализа, С. Малковский (Morozewicz, 1925) приводит следующий минералогический состав кварцевого диорита (в молекулярных количествах): амфибола 18,05%, альбита 35,60%, анортита 17,96%, ортоклаза 6,80%, кварца 21,97%, магнетита 1,16%, апатита 0,08%. Таким образом, средний состав плагиоклаза в породе соответствует олигоклазу—андезину. Однако в зональных плагиоклазах состав отдельных зон, измеренный оптическим методом, колеблется в более широких пределах — от олигоклаза до лабрадора.

В периферических частях массива кварцевые диориты постепенно замещаются кварцевыми диоритовыми порфиритами, представляющими собой краевую фацию того же массива. Диориты здесь приобретают отчетливую порфировую структуру, заметную даже макроскопически.

Кварцевые диориты и кварцевые диоритовые порфириты пронизаны многочисленными жилками светло-серого и розоватого аплита. Мощность этих жил колеблется в довольно широких пределах — от 3—5

http://jurassic.ru/

Химические анализы изверженных и пирокластических пород Командорских островов и их сравнение с сопредельными регионами

Компоненты	Каменская свита, липаритовый туф	Водопадская свита		Остров Беринга					Сравнение липаритов			Интрузивные породы Командор и Камчатки				
		Андезит	Лапилиево-кристалло-кластический туф	Андезит	Авгитовый андезит	Оливиновый базальт	Щелочной базальт	Берингит	о. Медного	Калифорнии	Камчатки	диорит Командор	диорит Камчатки	андезит Командор	аплит Командор	андезит Командор
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO_2	75,29	62,26	58,42	55,90	49,25	46,03	49,20	52,54	77,44	75,46	72,94	65,68	59,12	63,45	78,03	62,10
TiO_2	0,11	0,44	0,43	1,31	2,03	1,20	1,80	2,95	0,20	Не опред.	0,20	0,23	0,70	0,98	0,30	0,71
Al_2O_3	8,47	17,17	18,59	17,00	16,31	20,39	15,30	14,77	10,55	13,18	13,78	14,12	15,60	16,06	11,14	16,03
Fe_2O_3	2,74	3,55	2,60	5,29	6,47	4,59	5,43	4,68	2,24	0,91	1,54	3,22	4,39	1,83	0,98	2,55
FeO	0,31	2,03	2,19	3,64	3,13	5,90	2,28	3,57	0,34	Не опред.	0,96	1,88	5,24	2,00	0,13	1,95
MnO	Следы	0,05	0,05	Следы						» »	0,06	0,45	0,06	Не опред.	Следы	Следы
MgO	1,18	3,34	2,43	3,36	6,16	4,36	6,35	5,37	0,09	0,10	0,99	2,61	3,45	0,65	0,40	2,67
CaO	1,88	4,51	5,60	8,08	10,58	12,11	7,02	8,06	0,99	0,95	2,19	5,98	7,07	5,58	0,78	6,05
Na_2O	1,90	2,83	1,31	3,27	2,22	2,34	4,00	4,46	6,23	6,88	3,35	4,31	2,80	4,99	3,68	3,12
K_2O	0,70	1,04	2,70	1,45	0,05	0,76	2,83	2,86	0,71	1,09	2,93	1,23	1,16	2,00	4,41	1,48
P_2O_5	Нет	0,14	0,20	0,29	0,10	0,38	0,68	0,68	0,17	Не опред.	0,10	0,05	Не опред.	0,42	Не опред.	0,14
SO_3	Не определено		0,03								Не определено					
H_2O^+	5,05	2,64	5,84	0,66	3,14	2,19	5,11	0,98	0,38	0,93	0,24	1,05	Не опред.	1,70	Не опред.	2,77
H_2O^-	2,46	1,62	2,02						0,58		0,94			0,41		
Сумма . . .	100,09	100,0	100,39	100,25	99,48	100,25	100,12	100,94	99,91	99,50	100,22	100,81	99,59	99,66	100,20	99,63
Уд. вес . . .	2,218	—	—	—	2,781	2,720	2,720	—	2,619	—	—	2,703	—	2,646	2,602	2,565

По данным И. Морозевича (1, 4—10, 12, 14—16), Ю. В. Жегалова (2, 3), С. Е. Апрелкова (13), В. Я. Степанова (11).

до 50—60 *см*. Это плотные мелкозернистые породы светло-серого, иногда с розоватым оттенком, цвета. В небольших пустотах можно наблюдать мелкие кристаллы кварца и эпидота. Состав породы — кварц, ортоклаз, альбит, биотит. В качестве акцессорных минералов присутствуют гематит, магнетит.

Количественные соотношения минералов в породе (в молекулярных количествах) хорошо иллюстрируются следующими данными: кварц 41,00%, альбит 30,40%, ортоклаз 20,80%, анортит 3,20%, биотит 3,38% (пересчет химического анализа породы, проведенный С. Малковским).

Непосредственных контактов интрузивного массива и вмещающих пород наблюдать не удается, так как во всех случаях приконтактовые породы подверглись интенсивной переработке более поздними гидротермальными растворами. Интенсивность гидротермальной переработки приблизительно одинакова как во вмещающих породах, так и в приконтактовой зоне интрузивного массива. Удается наблюдать лишь несомненный магматический контакт дайковой фации интрузивного массива с туфогенными породами свиты мыса Толстого.

Интрузивная деятельность неогенового времени широко проявилась в смежных районах Камчатки, причем поздненеогеновые интрузивы Камчатки сходны с интрузивным массивом Командор. Поздненеогеновые интрузивы Камчатки имеют преимущественно диоритовый состав с отклонениями в сторону гранодиоритов в наиболее крупных массивах. Краевые и дайковые фации этих массивов обычно приобретают порфировую структуру, что характерно и для командорского интрузива. Химический состав поздненеогеновых интрузивов Камчатки и Командор также близок (см. табл. 48, анализы 12—16).

Дайки роговообманковых и роговообманково-биотитовых андезитов очень многочисленны на о. Медном, особенно в его южной части. Они образуют многочисленные секущие и пластовые тела различной мощности, от нескольких десятков сантиметров до нескольких десятков метров. Как уже отмечалось выше, во многих случаях удается установить их непосредственную связь с потоками и покровами эффузивов водопадской свиты. Чрезвычайно близкий химический состав дайковых андезитов подчеркивает их принадлежность к единой фазе магматизма. Упоминавшееся выше родство их с интрузивным массивом иллюстрируется данными табл. 48. Нетрудно заметить большое сходство андезитов с кварцевыми диоритами и особенно кварцевыми диоритовыми порфиритами. Это сходство подчеркивается преобладанием роговой обманки во вкрапленниках над другими темноцветными минералами и одинаковым составом основной массы. Практически можно наблюдать все переходы от микропойкилитовой и микропегматитовой структур кварцевого диоритового порфирита к типичным структурам андезита. Своеобразную авгитовую породу И. Морозевич наблюдал на мысе Дворец о. Медного, где она в виде тонких черных жил пересекает роговообманковые андезиты. Структура породы порфировая. Основная масса стекловатая с мелкими удлиненными кристаллами авгита и рассеянной гематитовой пылью; неравномерно в основной массе рассеяны пятна зеленого хлорита. Фенокристаллы представлены исключительно авгитом.

Магматические породы Командорских островов как по составу, так и по возрасту тесно связаны с магматическими породами Камчатки. Несомненна также их связь с магматическими породами тихоокеанского побережья Северной Америки. Изучение магматизма этой территории еще раз подтверждает, что Командоры представляют одно из звеньев крупнейшей тихоокеанской третичной геосинклинали.

http://jurassic.ru/

Глава шестая

ТЕКТОНИКА

Командорские острова занимают весьма своеобразное структурное положение на стыке двух крупнейших островных дуг северного полушария — Курило-Камчатской и Алеутской. Несмотря на некоторую оторванность Командор от основной цепи Алеутских островов, на мелкомасштабных картах отчетливо видно, что Командорские острова расположены на общей с Алеутами дуге, радиус которой равен 1400 *км*.

Задачей исследований, проведенных на экспедиционном судне «Витязь» (1953 г.), являлось изучение глубоководной Курило-Камчатской впадины. Два пересечения были сделаны между Камчаткой и Командорами для изучения сочленения Курило-Камчатской и Алеутской впадин. Этими пересечениями доказано, что Алеутская глубоководная впадина хорошо выражена у Командорских островов и выклинивается (по изобате 6000 *м*) несколько западнее о. Беринга. Продолжение глубоководной Алеутской впадины, построенное по изобате 5000 *м*, смыкается с окончанием Курило-Камчатской впадины. Максимальная глубина Алеутской впадины, замеренная «Витязем» у Командорских островов, достигает 7037 *м*, т. е. близка к максимальным глубинам впадины у Алеутской гряды. Таким образом, склон Командорских островов вырастает из глубины океана более чем на 7000 *м*, отличаясь большой крутизной, местами достигающей 30—35°. Кроме того, работы экспедиции показали, что Командорские острова соединяются с Камчаткой «подводными возвышенностями, представляющими собой как бы остатки морфологической связи, моста между Камчаткой и Командорскими островами» (Удинцев, 1955а). Новые данные свидетельствуют о тесной структурной связи между Командорами и основной группой Алеутских островов, а также о вероятном существовании геологических связей Командор с Камчаткой. Однако тектоника самих островов продолжала оставаться неясной. В частности, не находило объяснения отсутствие пликативной дислокации третичного времени на островах.

Исследования 1958 г. показали, что тектоника островов отличается значительной сложностью. Оба острова представляют собой крупные антиклинальные складки северо-западного простирания, т. е. складчатая структура островов в значительной мере определяет и их современную конфигурацию [1].

Одинаковое простирание складчатых структур на обоих островах, несомненно, указывает на их принадлежность к единой тектонической структуре, однако строение каждого из островов отличается целым рядом особенностей, в связи с чем удобнее рассматривать их раздельно.

Остров Медный представляет собой крупную антиклинальную складку северо-западного простирания. На большей части острова наблюдается юго-восточное погружение структуры, причем от разру-

[1] Утверждению о северо-западном простирании главных антиклинальных структур противоречит широтное простирание слоев третичных пород на о. Беринга. Таким образом, последние исследования Ю. В. Жегалова, не объясняют всех особенностей тектоники Командорских островов. — *Прим. ред.*

http://jurassic.ru/

шения сохранилась присводовая часть складки и ее юго-западное крыло. Углы падения пластов на крыле структуры обычно составляют 35—40°, в присводовой части структуры они уменьшаются до 10—20° и лишь вблизи крупных разрывных нарушений наблюдаются аномальные значения углов падения, достигающие 70—80°. Простая в целом антиклинальная структура нарушена целым рядом разломов субширотного и северо-восточного простирания. Наиболее крупные из этих разломов расположены на широте бухт Жировой, Гладковской, Корабельной, ручья Водопадного и вблизи Перешейка в южной части острова. Амплитуду этих смещений определить точно не удается, но, вероятно, она весьма значительна, на что указывает сдвоение более чем 1000-метрового разреза к северу и к югу от бухты Жировой. Южнее, по нарушению у бухты Корабельной, конгломераты буяновской свиты приведены в контакт со средними и верхними горизонтами свиты мыса Толстого, что также указывает на большую амплитуду смещения. По этому же нарушению вблизи бухты Корабельной, помимо вертикальных смещений, происходили, по-видимому, и горизонтальные подвижки, о чем свидетельствует своеобразная конфигурация острова на этом участке: на широте мыса Корабельного (южнее бухты Корабельной) южная часть острова как бы передвинута к северо-востоку по отношению к его северной части.

Южная часть антиклинальной структуры (южнее ручья Водопадного) перекрыта мощным плащом эффузивов и туфов водопадской свиты, залегающих горизонтально и пологонаклонно, из-под которых лишь кое-где выступают дислоцированные отложения командорской серии.

Самая южная оконечность острова представляет собой небольшой тектонический отторженец, сложенный туфогенными породами свиты мыса Толстого. От основного массива острова его отделяет крупное нарушение, отраженное в современном рельефе очень низким перешейком, высота которого едва превышает 20 *м*.

Несколько обособленное положение занимает северная часть острова, отделенная от центральной его части крупным субширотным нарушением, к которому приурочена сквозная долина рек Песчанки и Бобровой. Здесь расположена крупная экструзия массивных липаритов, и слоистые туфы свиты мыса Толстого встречаются лишь в виде небольшого пятна на крайнем северо-западе острова (мыс Сулковского). Пласты туфов обнаруживают отчетливый наклон к западу и северо-западу под углом 35—40°. Интересно постепенное изменение падения пород от западного у мыса Котенок до север-северо-западного, почти меридионального, на Бобровых Камнях. Не исключена возможность, что здесь сохранилась от размыва часть северо-западной периклинали той же антиклинальной структуры, юго-восточная периклиналь которой наблюдается в центральной части острова.

Складчатая структура о. Беринга вырисовывается менее отчетливо, чему способствует более слабая дислоцированность пород и большие размеры структур. Тектоника южной и центральной частей острова во многом напоминает центральную часть о. Медного. Это также периклиналь крупной антиклинальной структуры северо-западного простирания, в которой сохранились от разрушения присводовая часть и одно из крыльев. Однако в отличие от о. Медного погружается структура в северо-западном направлении. Антиклиналь о. Беринга сложена в основном туфогенными породами свиты мыса Толстого и лишь на погружении структуры в центральной части острова появляются конгломераты буяновской свиты, как бы окаймляющие северо-западное замыкание структуры.

http://jurassic.ru/

Присводовая часть антиклинальной структуры располагается, видимо, вдоль юго-западного побережья острова. Преобладающее падение пород здесь северо-западное, реже север-северо-западное, углы падения обычно невелики (8—10°), более крутое падение пород связано главным образом с локальными зонами смятий вдоль тектонических нарушений (рис. 140). В сравнительно неширокой (2—3 *км*) полосе юго-западного побережья острова наблюдаются небольшие вторичные складки, размах крыльев которых не превышает первых сотен метров (мыс Казарма, бухта Лобановская и др.), простирание этих складок обычно повторяет общее простирание структуры.

В центральной (водораздельной) части острова падение постепенно меняется на северное и северо-восточное, и на северо-восточном побережье острова отмечается очень устойчивый наклон пластов к северо-востоку, причем углы падения пород сохраняются прежними.

Так же как на о. Медном, складчатая структура этой части острова разбита многочисленными нарушениями субширотного и северо-восточного простирания; к наиболее крупным из них приурочены долины современных рек (например сквозная долина рек Гладковской и Половины).

На погружении описанной антиклинальной структуры в центральной и северной частях о. Беринга развивается крупный синклинальный прогиб, связанный, видимо, с ундуляцией оси основной антиклинальной структуры. Прогиб выполнен туфогенными отложениями каменской свиты и представляет собой широкую корытообразную структуру, ось которой имеет, по-видимому, близкое к широтному простирание. С севера и юга прогиб ограничивается выходами конгломератов буяновской свиты, которые выше по разрезу постепенно сменяются мелкообломочными туфами каменской свиты. Углы падения на крыльях прогиба невелики и лишь в редких случаях достигают 15—20°, обычно наклон пластов не превышает 8—10°. В центральной части прогиба, за исключением вторичных осложнений (например небольшой антиклинальный перегиб пластов в верховье р. Федоскиной), породы лежат практически горизонтально. Общую спокойную блюдцеобразную структуру прогиба нарушают уже упоминавшиеся ранее, характерные для островов, крупные нарушения субширотного простирания. Отчетливое отражение этих нарушений в современном рельефе можно видеть в резком изменении направления течения речек с северо-западного на почти широтное (реки Каменка, Старогаванская, Товарищеская Шайба и др.). Наконец, самую северную часть острова (севернее оз. Саранного) слагают эффу-



Рис. 140. Мелкие складки в туфах свиты мыса Толстого (верхний олигоцен) на юго-восточном берегу о. Беринга. Фото Ю. В. Жегалова

http://jurassic.ru/

зивы свиты мыса Толстого. Крупных складчатых структур в этих породах заметить не удается, однако отчетливо устанавливается общий их наклон к юго-востоку, реже к югу, т. е. под туфогенные породы каменской свиты, выполняющие прогиб.

В целом о. Беринга представляет собой крупную антиклиналь, осложненную поперечным прогибом в центральной его части. Свод и северо-восточное крыло основной структуры наблюдаются в южной и средней частях острова.

В отличие от о. Медного складчатые структуры о. Беринга имеют значительно большие размеры, измеряемые, видимо, десятками километров в поперечном и продольном направлениях, и значительно меньшую амплитуду поднятий и опусканий, т. е. складкообразовательные движения проявились на о. Медном значительно интенсивнее, чем на о. Беринга. Второй важной особенностью о. Беринга является отсутствие в его пределах следов позднетретичного (?) вулканизма, проявившегося на о. Медном. Вместе с тем крупные разломы широтного простирания развиты на о. Беринга столь же широко, как и на Медном. Это указывает на их «поствулканический» возраст.

Наиболее важным этапом в формировании тектонических структур Командорских островов явились складкообразовательные движения в позднемиоценовое(?) время, т. е. после отложения туфогенно-осадочных толщ командорской серии. В результате тектонических движений были сформированы основные складчатые структуры островов, а также, видимо, заложены основные разломы, послужившие каналами для больших масс магматических пород в позднеэогеновое(?) время (водопадская свита). После позднемиоценовой(?) орогении основная площадь Командорских островов была приподнята выше уровня моря и в течение всего последующего времени лишь частично вовлекалась в кратковременные погружения; эти движения оставили следы в виде высоких морских террас четвертичного времени.

Орогенические движения позднемиоценового(?) времени, вероятно, были не первыми на протяжении доступной для изучения палеоген-неогеновой истории Командор. В частности, на общее поднятие и региональный размыв указывает мощная толща конгломератов нижнемиоценового времени (буяновская свита). Однако нет никаких данных, указывающих на проявление складкообразовательных движений в это время, да и состав более поздних осадков (каменская свита) указывает на сохранение прежних условий осадконакопления.

Существенным этапом позднеэогеновой—раннечетвертичной истории Командор, сыгравшим важную роль в формировании современного рельефа островов и их конфигурации, явилось проявление очень интенсивной дизъюнктивной тектоники. Важно отметить, что все разломы этого возраста имеют северо-восточное и субширотное направление, т. е. ориентированы вкрест основному «алеутскому» направлению, тектонических структур. Для объяснения этой особенности необходимо рассмотреть положение Командорских островов в общей тектонической структуре северной части Тихого океана.

Убедительно доказанная экспедицией «Витязя» морфологическая связь между Командорами и Алеутскими островами, несомненно, является и генетической. Командорские острова входят в состав Алеутской дуги, являясь ее крайним западным звеном.

Большая мощность отложений на Командорах, интенсивный вулканизм на протяжении почти всего палеогена и неогена, а также отчетливая складчатая тектоника позволяют рассматривать их как часть крупной третичной геосинклинали. Тесная связь Командор и Алеутских островов отчетливо выступает и при анализе геологического строения

http://jurassic.ru/

Ближних островов — крайнего западного звена основной гирлянды Алеутских островов. По материалам американских исследователей, для Ближних островов (Атту и Агатту) характерна интенсивная складчатость нижне- и среднетретичных отложений, на которых с резким угловым несогласием налегают верхнетретичные и четвертичные образования. Нижне- и среднетретичные отложения представлены туфогенными породами с многочисленными потоками шаровой лавы подводных излияний. Верхнетретичные и четвертичные образования представлены главным образом наземными потоками лавы и в меньшей степени рыхлыми субаэральными отложениями. К этому же возрасту относятся стратовулканы более восточных Алеут. Время проявления складчатых движений не может быть определено достаточно достоверно, во всяком случае наиболее молодые породы, срезанные несогласием, содержат пелециподы верхнего олигоцена и фораминиферы миоцена. Эти же закономерности характерны и для всей Алеутской дуги. Имеющиеся материалы по Командорам хорошо укладываются в рамки изложенной выше схемы. Интересно отметить, что чрезвычайно интенсивные складкообразовательные движения позднемиоценового времени широко проявились и в соседней Курило-Камчатской складчатой области, где они известны под названием Алеутской фазы складчатости и определенно датируются, как предверхнемиоценовые. Возможно, этот же возраст имеют и складчатые движения Командорских и Алеутских островов.

Орогенические движения послесреднетретичного времени, по мнению американских геологов, имеют очень большое значение, и с ними связано образование основных тектонических (и морфологических) структур Алеутской островной дуги.

Одной из характерных особенностей Тихоокеанских островных дуг является современная активная вулканическая деятельность. Не составляет исключение в этом отношении и Алеутская островная дуга. Однако распределение действующих вулканов на ней имеет ряд особенностей. Наиболее активные действующие вулканы располагаются на восточном окончании дуги, здесь же находится один из самых активных действующих вулканов земного шара — вулкан Катмаи. В восточной части дуги возрастает и напряженность рельефообразующих процессов, здесь расположен наиболее высокий вулкан северной части Тихого океана — вулкан Шешалдинский.

К западу напряженность вулканических процессов постепенно снижается, и ближайшие к Командорам острова Алеутской гряды — Атту и Агатту — лишены современных вулканов. Вулканическая деятельность на этих островах, видимо, прекратилась в древнечетвертичное время. Наконец, крайнее западное звено Алеутской дуги — Командоры — вообще не несет следов четвертичного вулканизма. Как было показано выше, вулканическая деятельность прекратилась здесь в позднетретичное время. Такое распределение вулканических процессов на Алеутской дуге не может быть простой случайностью, оно, несомненно, является важной закономерностью развития вулканической дуги в целом.

Интересно, что подобная же закономерность была установлена Удинцевым (Удинцев, 1955а) для соседней Курило-Камчатской дуги. Им было показано, что современная вулканическая деятельность Курило-Камчатской дуги тесно связана с ростом современной глубоководной впадины и наибольшей интенсивности достигает в месте ее выклинивания. Самый активный Камчатский вулкан — Ключевская сопка — расположен вблизи выклинивания впадины.

Эта же связь, видимо, характерна и для Алеутской островной дуги, где развитие впадины происходило с запада на восток. Однако, как видно из вышеизложенного, процесс поступательного развития впадины

http://jurassic.ru/

выражен здесь в значительно более резкой форме, и крайние западные члены дуги не несут следов не только современного, но и вообще четвертичного вулканизма. Отмеченная закономерность позволяет в первом приближении говорить о времени возникновения Алеутской глубоководной впадины, которое, видимо, относится к концу третичного времени.

Из всего сказанного о тектонике Командорских островов можно сделать следующие основные выводы.

1. В третичное время Командорские острова, как, по-видимому, и Алеутская островная дуга в целом, представляли собой часть общей с Камчаткой крупной геосинклинали. Об этом свидетельствует одинаковый характер осадочных отложений и магматических пород Командор и восточной части Камчатки, а также общность фауны и флоры. Сближают эти области также мощные зоны вторичных кварцитов позднеолигоценового возраста Камчатки и Командорских островов.

2. Рост Алеутской глубоководной впадины происходил с запада на восток. Западное окончание дуги (Командорские острова) вообще лишено проявлений четвертичного вулканизма; на соседних с Командорами Ближних островах нет активных вулканов. В то же время в восточной части дуги располагаются наиболее активные действующие вулканы. Перемещение вулканической активности с запада на восток сопровождается усилением рельефообразующих процессов в этом же направлении, и на восточном окончании впадины располагаются наиболее высокие вулканические постройки. Эта же закономерность характерна и для небольшой площади Командорских островов. Поверхность морских террас на о. Беринга повышается с северо-запада на юго-восток. Рост Курило-Камчатской впадины происходит в направлении с юга на север, что хорошо показано Г. Б. Удинцевым на материалах, полученных во время исследований этой впадины на экспедиционном судне «Витязь». Наиболее активный и высокий действующий вулкан Камчатки — Ключевская сопка — расположен напротив выклинивания впадины, если так можно выразиться, в точке ее «роста». Очень показательно также повышение денудационных уровней (поверхностей выравнивания) в этом же направлении (Власов, 1959в). Для Курильских островов поверхность верхнеплиоценового пенеплена составляет 600—700 *м*, для Южной Камчатки 800—900 *м*, для Центральной Камчатки 1000—1100 *м*. Далее к северу (после выклинивания впадины) денудационные уровни вновь понижаются.

Таким образом, в месте пересечения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг более активной является Курило-Камчатская глубоководная впадина, которая продолжает развиваться в северном направлении. Напротив, западное окончание Алеутской глубоководной впадины уже прошло стадию активного развития, и в настоящее время здесь не происходит значительных вулканических и тектонических процессов. Такие взаимоотношения Курило-Камчатской и Алеутской глубоководных впадин в месте их пересечения определяют характер современных тектонических структур в этой области. Существующее мнение о широком развитии на Камчатке системы молодых субширотных разломов, связанных с влиянием Алеутской глубоководной впадины, не отвечает действительности. Наиболее отчетливо выражены на Камчатке разломы северо-восточного и меридионального направлений, связанные с развивающейся Курило-Камчатской глубоководной впадиной.

На Командорских островах (западном окончании Алеутской дуги) также лучше всего выражены именно разломы северо-восточного простирания, ориентированные перпендикулярно основному направлению складчатых структур дуги на этом участке. Выше указывалось, что эти

http://jurassic.ru/

разломы наиболее молодые по возрасту. Интересно в этой связи привести данные В. И. Васильева (Васильев, 1957) о времени отделения Командорских островов от Камчатки. На основании изучения видового состава флоры он приходит к выводу, что время отделения Командор относится к концу плейстоцена — началу голоцена. Вполне вероятно, что этот процесс связан именно с возникновением поперечной (по отношению к Алеутской дуге) системы разломов.

3. Развитие глубоководных океанических впадин, как можно видеть на примере Курило-Камчатской и Алеутской впадин, происходит поступательно. Процесс развития впадины сопровождается постепенным перемещением активного вулканизма в том же направлении. В «отмирающем» конце впадины вулканическая деятельность слабее или отсутствует совсем (Алеутская впадина). В «растущей» части впадины вулканическая деятельность достигает максимума. Перемещение вулканизма вдоль впадины сопровождается перемещением наиболее активных тектонических процессов в этом же направлении, отражающихся в современном рельефе различной интенсивностью рельефообразующих процессов и в более древних структурах — развитием системы активных разломов, преобладающее направление которых соответствует простиранию глубоководной впадины.

http://jurassic.ru/

Глава седьмая

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Наиболее древние образования Командор относятся к верхнему олигоцену. Накопление мощной, около 3000 *м*, толщи верхнеолигоценовых туфов происходило на фоне непрекращающейся вулканической деятельности. Быстрое прогибание компенсировалось поступлением больших количеств пирокластического и обломочного материала, поэтому накопление осадков шло в сравнительно мелководном морском бассейне, и сопровождалось, по-видимому, неоднократными местными размывами, что определило появление в разрезе толщи небольших линз конгломератов и грубообломочных туфов преимущественно андезитового и андезито-базальтового состава.

Излияния эффузивов и мощные эксплозии также сопровождались местными размывами, которые привели к образованию характерной околовулканической фации туфоконгломератов, широко развитых на севере о. Беринга. Состав обломков — пирокластов в туфогенных породах верхнеолигоценового возраста, также преимущественно андезитовый и несколько более кислый в мелкообломочных разностях туфов. Таким образом, состав туфогенных пород указывает на преимущественно андезитовый характер магмы в вулканических очагах. Одновременно с излияниями андезитовой лавы на отдельных участках происходили излияния более кислых по составу лав (северная часть о. Медного), сопровождавшиеся эксплозиями кислого пирокластического материала. Однако несомненно, что эти излияния и эксплозии имели подчиненное значение. Закономерности расположения вулканических очагов в этот период установить не удается. Вероятно, они контролировались крупными разломами общего для этой части дуги северо-западного простирания.

Конец палеогена — начало неогена характеризуется общим поднятием, региональным размывом и образованием мощной пачки конгломератов, описанных под названием буяновской свиты. Имеющиеся материалы не позволяют однозначно решить вопрос, сопровождалось ли это поднятие складкообразовательными движениями. Во всяком случае это вполне вероятно. Интенсивная складчатость в конце палеогена — начале неогена широко проявилась и в соседней Курило-Камчатской дуге, где она известна под названием Курильской (И. Б. Плешаков).

Размыв и накопление конгломератов в нижнемиоценовое время сменились новым погружением и накоплением довольно мощной (1500 *м*) толщи преимущественно мелкообломочных туфов и диатомитов. Накопление осадков происходило также в мелководном бассейне, но в значительно более спокойных условиях. Более грубообломочные разности туфов (псаммитовые) встречаются еще в низах разреза, но выше полностью вытесняются пелитовыми туфами и диатомитами. Состав обломков-пирокластов более кислый по сравнению с туфами верхнеолигоценового возраста. Центры вулканических извержений находились, видимо, на значительном удалении от современной площади Командорских островов.

http://jurassic.ru/

Накопление пород каменской свиты прерывается мощными складкообразовательными движениями. Для определения времени складчатости данных пока недостаточно. С некоторой долей условности ее можно отнести к концу миоцена и сопоставить с алеутской фазой складчатости, исключительно широко проявившейся в Курило-Камчатской дуге. Этими складкообразовательными движениями были сформированы складчатые структуры островов. Последовавшее затем поднятие вывело основную площадь островов из-под уровня моря.

Последняя вспышка вулканизма непосредственно на территории Командорских островов относится к концу третичного времени. Многочисленные дайки роговообманковых андезитов, небольшие экструзии и потоки роговообманково-биотитовых андезитов и андезито-дацитов широко развиты на о. Медном, особенно в его южной части. Несмотря на сравнительную близость обоих островов, никаких следов вулканической деятельности позднетретичного времени на о. Беринга не наблюдалось.

Преобладающее северо-западное простирание крупные дайковых тел указывает на то, что подводящими каналами позднетретичных вулканов были разломы общего северо-западного простирания, заложение которых скорее всего нужно связывать с позднемиоценовыми складчатыми движениями. Этими же разломами и последующими глыбовыми перемещениями по ним определяется в значительной степени и современная конфигурация островов.

На большой части островов в это время, видимо, сохраняется континентальный режим, однако частично происходили и подводные излияния и эксплозии, с чем связано, видимо, образование очень своеобразных лапиллиево-кристаллических туфов. Поствулканической гидротермальной деятельностью обусловлено образование довольно обширных зон гидротермально измененных пород на о. Медном. Взаимное расположение зон гидротермально измененных пород также указывает на их связь с крупными разломами северо-западного простирания. Излияния эффузивов на поверхности сопровождалось внедрением небольших интрузивов диоритового состава; один из таких интрузивов вскрывается у мыса Черного на о. Медном.

После этой последней на Командорских островах вспышки вулканизма вся площадь современных островов была поднята над уровнем моря.

В четвертичный период(?) складчатые структуры Командорских островов были разбиты крупными разломами субширотного направления, которые оказали большое влияние на современную конфигурацию береговой линии островов. С этими же разломами связаны долины рек, что особенно отчетливо заметно в центральной части о. Беринга (реки Каменка, Старогаванская и др.).

В четвертичное время произошли новые поднятия островов. Отдельные этапы поднятий отражаются в современном рельефе высокими морскими террасами различного уровня, особенно широко развитыми на о. Беринга. Для определения времени образования террас различного уровня прямых данных нет. Некоторую помощь в этом отношении может оказать сравнение с более изученной Камчаткой. Формирование террасы 200-метрового уровня на Камчатке относится большинством исследователей к среднечетвертичному времени, террассы 20-метрового уровня — к концу верхнечетвертичного. Серии террас этих уровней очень широко развиты на севере о. Беринга.

Следы четвертичного оледенения, зафиксированные почти на всех островах Алеутской гряды и на Камчатке, не были обнаружены на

http://jurassic.ru/

Командорских островах, и вопрос об оледенении Командор остается, таким образом, открытым. Возможно, что в момент оледенения острова были в значительной мере пенепленизированы, и следы оледенения впоследствии полностью уничтожены последующей эрозией после нового поднятия островов. Не исключена возможность, что в момент наибольшего похолодания рельеф островов был выровнен и на их площади отсутствовали горные массивы, которые могли служить центрами зарождения ледников.

В настоящее время острова испытывают новое поднятие, сопровождающееся интенсивной эрозией и абразией берегов.

http://jurassic.ru/

КАМЧАТКА, КУРИЛЬСКИЕ И КОМАНДОРСКИЕ ОСТРОВА, — ЗВЕНО ОСТРОВНЫХ ДУГ ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

Большой интерес к островным дугам — зонам современных тектонических движений в земной коре еще более усилился в последние годы в связи с имеющимися противоречивыми мнениями о направленности процесса их развития. Сейчас отчетливо оформились две тенденции в объяснении особенностей островных дуг. Ряд исследователей развивает представления А. Д. Архангельского, А. Н. Заварицкого и Н. М. Страхова о поясах островных дуг, как современных геосинклинальных областях и считает, что развитие островных дуг сопровождается ростом сиаля. Участки земной коры, располагающиеся под глубокими краевыми морями, лишенные «гранитного» слоя, являются, по их мнению, реликтами океанического ложа (Кропоткин, 1959; Муратов, 1957; Удинцев, 1960; Попов, 1958 и др.).

По П. Н. Кропоткину, океаны представляют собой догеосинклинальный геотектонический элемент. Дно центральной части Тихого океана — остаток первичной базальтовой коры Земли, которая в процессе дифференциации постепенно покрывается сверху гранитной оболочкой. Сиалическая оболочка развивается в окраинных геосинклиналях (к которым относятся и островные дуги), наступая на остатки симатического дна.

Наиболее отчетливо представления о вероятной эволюции островных дуг в направлении последовательного развития сиаля изложены Н. П. Васильковским (1960), рассматривающим развитие на океаническом дне подводных, а затем надводных поднятий преимущественно вулканического характера, как наиболее ранний этап геосинклинального развития. В последующем эти стадии подводных океанических дуг и малых островных дуг сменяются стадиями собственно островных дуг, которые характеризуются значительной мощностью «гранитного» слоя, проявлениями складчатости и гранитоидной вулканической деятельности, наземным андезитовым вулканизмом. В итоге «гранитный» слой распространяется почти на всю площадь геосинклинальной области, сохраняются лишь реликты океанической коры. Соответственно с этим меняются, на более кислый и щелочной, составы вулканических продуктов. Это уже конечная; переходная к платформенному состоянию стадия геосинклинального развития.

Близки к изложенным и представления Г. Б. Удинцева о последовательном преобразовании первичного рельефа дна океанического ложа в рельеф переходной зоны и затем в рельеф материка. Первой стадией этого преобразования является появление на ровной поверхности ложа океана океанических валов, обусловливающих ее разделение на океанические котловины. На валах появляются подводные возвышенности и острова, затем они переходят в островные дуги. Соответственным образом океанические котловины преобразуются в котловины краевых морей. На площади дуг и краевых морей последовательно развивается кора материкового типа.

М. В. Муратов, защищая древний, догеосинклинальный характер ложа Тихого океана и последовательное развитие на его площади, через

http://jurassic.ru/

стадию островных дуг, коры материкового типа, подчеркивает совершенно иной характер структуры Индийского и Атлантического океанов. Океанические впадины их, по его мнению, не отражают генетической связи с окаймляющими берегами и являются молодыми образованиями, наложенными на различные по происхождению и возрасту структурные элементы, которые не находят никакого отражения в рельефе дна океанов. Вместе с тем земная кора в Атлантическом океане по мощности и составу существенно не отличается от тихоокеанской. Поэтому М. В. Муратов допускает возможность, что в Атлантическом и Индийском океанах действительно имеет место процесс базификации коры, предполагаемый В. В. Белоусовым. В итоге М. В. Муратов приходит к заключению, что в настоящее время проявляются два направления развития земной коры. Одно свойственно Тихому океану и состоит в создании в результате геосинклинального процесса сиалической земной коры на месте первичной океанической земной коры. Другой процесс проявляется разрушением массивов с континентальной земной корой и возникновением вторичных океанических впадин. Второй процесс, по М. В. Муратову, получил развитие начиная с мезозойского времени на площади Индийского и Атлантического океанов, а в зачаточном состоянии его можно наблюдать в современном провале Красного моря и африканских грабенах, особенностью которых является отсутствие под ними сиаля. Следует отметить, что некоторые отмеченные М. В. Муратовым отличия рельефа дна Тихого океана, с одной стороны, и Индийского и Атлантического — с другой, не подтвердились при дальнейших океанологических исследованиях в Тихом океане. Например, свойственное, по его мнению, лишь Индийскому и Атлантическому океанам разделение дна на котловины, обнаружено и в Тихом океане (Удинцев, 1960).

Другие исследователи отсутствие «гранитного» слоя под глубоководными краевыми морями и небольшую мощность сиаля под мелкими островами объясняют обрушением континентальной коры материков с уничтожением гранитного слоя вследствие процессов базификации (Белоусов, 1955, 1960; Тихомиров, 1958; Беммелен, 1957). Вулканический пояс, окружающий Тихий океан, по их мнению, возник вследствие растяжения земной коры, образования трещин, вдоль которых происходит опускание участков сиаля.

Процесс базификации В. В. Белоусов представляет в форме растворения (плавления) сиаля в залегающей ниже ультраосновной магме. Р. Беммелен предполагает, что отдельные участки сиалической коры «базифицируются» вследствие внедрения больших количеств базальтовой и ультраосновной магм, в результате чего происходит преобразование кислых пород, утяжеление участков земной коры, их погружение и «океанизация». В. В. Тихомиров справедливо указывает, что в случае перестройки внутреннего строения земной коры вследствие интрузий необъяснимыми остаются установленные геофизическими наблюдениями ровные, почти горизонтальные границы между различными зонами земной коры. По мнению В. В. Тихомирова, подобная перестройка земной коры может осуществляться метасоматическими процессами при воздействии на породы «гранитной» зоны сквозьмагматических магнезиальных растворов, поступающих из нижнего субстрата ультраосновного состава.

Важнейшим следствием представлений о погружении и уничтожении сиаля на площади океана является вытекающее из этих представлений отрицание островных дуг как образований определенной стадии геосинклинального процесса, вызывающего увеличение площади материков за счет присоединения к ним новых складчатых сооружений. Островные дуги в этом случае рассматриваются как остатки складча-

http://jurassic.ru/

тых областей, частично уничтоженных процессами океанизации, или же как молодые, в большинстве своем негеосинклинальные образования, связанные с новыми глубинными разломами (Белоусов, Рудич, 1960).

Островные дуги первого типа, по мнению этих авторов, представляют собой складчатые области, подобные Гималаям, Карпатам. Дугообразная форма их связана с историей формирования. В предыдущем тектоническом цикле геосинклиналь распалась на ряд овалов. К концу цикла внутри овала возникает центральное поднятие, по обе стороны от него располагаются дугообразные передовые прогибы, на месте которых в последующем поднимаются складчатые хребты дугообразной формы в плане. Центральное поднятие предыдущего цикла опускается и образует срединный массив. Индонезийская и Японская дуги, по В. В. Белоусову и Е. М. Рудичу, имеют такую природу и представляют собой молодые складчатые поднятия, обрамляющие погруженные под воды океана срединные массивы. Океанические впадины, сопровождающие островные дуги, в этом случае рассматриваются в качестве передового прогиба, испытывающего вследствие процесса океанизации настолько быстрое опускание, что оно не успевает компенсироваться накоплением осадков.

Островные дуги второго типа, по В. В. Белоусову и Е. М. Рудичу, относятся к более молодым образованиям, морфологически выражены цепями островов и представляют собой либо просто вулканы третичного и четвертичного возраста, либо глыбы слабо дислоцированных меловых и третичных пород. Они не имеют геосинклинальной предыстории и связаны с молодыми глубинными разломами в земной коре, геосинклинальное развитие которой было завершено задолго до возникновения островных дуг. Островными дугами этого типа являются Алеутская, Курильская, Рю-Кю. А. В. Горячев (1960а), изучавший особенности неотектоники Курило-Камчатской дуги, приводит следующие отличия Курильской островной дуги от типичных альпийских геосинклинальных областей: незначительная мощность осадков (не более 3—4 *км*), отсутствие интенсивной складчатости, незначительная ширина (200—250 *км*). Образование Курильской островной дуги, по мнению А. В. Горячева, относится к концу третичного — началу четвертичного времени.

Е. М. Рудич (1961) выделил в качестве третьего типа островные дуги, находящиеся вне сферы действия процессов океанизации. Развитие этих дуг сопровождается образованием коры континентального типа и связано с глубинными разломами очень глубокого заложения. К числу дуг этого типа принадлежат Идзу-Бонинские острова. Таким образом, процессы океанизации и формирование материковой коры развиваются, по Е. М. Рудичу, одновременно, иногда накладываясь друг на друга.

Исходя из характеристики В. В. Белоусова и Е. М. Рудича, разделение островных дуг Восточной Азии на типы является очень сложной задачей, что связано главным образом с существованием переходных разновидностей между первыми двумя выделенными типами дуг и трудностью отделения от них третьей категории дуг. Это признают и сами авторы, указывающие, что островные дуги первого и второго типа представляют собой крайние члены непрерывного ряда, связанные между собой постепенным переходом (Белоусов, Рудич, 1960). Такой переход наблюдается в Японской дуге, относящейся в значительной части к первому типу, но на северном своем продолжении более близкой ко второму типу. Островные дуги первого и второго типов сближают многие особенности, в равной степени характерные для тех и

http://jurassic.ru/

других. К ним относятся: большая интенсивность процессов третичного и четвертичного вулканизма, расположение с выпуклой стороны дуг океанических рвов, окаймляющее положение цепей вулканических островов по отношению к краевым моря, представлявшим недавно участки суши.

Трудность применения предлагаемой В. В. Белоусовым и Е. М. Рудичем классификации островных дуг обусловливается, по-видимому, отсутствием принципиальных отличий между дугами первого и второго типов и принадлежностью тех и других к единому генетическому ряду. Образования ранних стадий этого ряда искусственно обособлены во второй тип, образования последних стадий — в первый. Это хорошо видно на примерах тех Восточно-Азиатских структур, где молодые складчатые области, относимые к островным дугам первого рода, по простиранию переходят в цепи вулканических островов, т. е. в собственно островные дуги или островные дуги второго типа. Такими примерами являются Южно-Аляскинская молодая складчатая область с ее продолжением в виде цепи Алеутских островов, а также Курило-Камчатская дуга.

Для решения вопроса о направленности процесса развития Курило-Камчатской дуги очень важно выяснить характер сопряжения геологических структур Камчатки и Курильских островов. Главными структурными элементами Курильских островов являются антиклинории Малой (внешней) и Большой (внутренней) дуг. Имеют ли эти структуры непосредственое продолжение на Камчатском полуострове и как они увязываются со структурами Камчатки? По этому вопросу имеются две точки зрения, основанные на принципиально отличных способах его решения.

Исследователи, которых интересуют прежде всего современные вулканические процессы, при решении вопроса принимают во внимание лишь наиболее поздний, четвертичный отрезок геологической истории и основываются по существу лишь на одном критерии для выделения на Камчатке структур, соответствующих внешней и внутренней дугам Курильских островов. Этим критерием является современный вулканизм, свойственный внутренним островным дугам. Более древние, верхнемеловые и третичные складчатые образования обычно относятся вулканологами к «фундаменту», и тщательного сопоставления их особенностей в различных районах часто не делается. С этих позиций, А. Е. Святловский (1960а) считает Восточный вулканический пояс продолжением вулканической зоны Большой Курильской дуги, а к структурам, продолжающим Малую Курильскую дугу, относит восточные полуострова Камчатки, лишенные современных вулканов.

Восточный вулканический пояс Камчатки действительно имеет непосредственное продолжение на островах Большой Курильской дуги, где он, так же как и на Камчатке, имеет характер четвертичной наложенной структуры, возникновение и развитие которой связано с появлением и развитием Курило-Камчатской океанической впадины. Эта наложенная структура не имеет непосредственного отношения к внутренней дуге: она накладывается как на внутреннюю дугу (в пределах Курильских островов), так и на внешнюю (в пределах Камчатки).

Внутренние вулканические дуги не обязательно должны характеризоваться современными вулканическими проявлениями. Многие внутренние дуги не имеют современных вулканов. Р. Беммелен отмечает общую для индонезийского архипелага закономерность: внутренние дуги перестают быть вулканическими на тех участках, которые располагаются между континентальными массивами. Естественно, что

http://jurassic.ru/

в такой стабилизовавшейся складчатой области, как Камчатка, на внутренней дуге могут уже не сохраниться активные вулканы. Различия внутренней и внешней дуг Курильского архипелага не ограничиваются лишь особенностями развития их в четвертичное время. Е. К. Мархинин (1961), сопоставив особенности геологического строения Малой и Большой Курильской дуг, пришел к заключению о различной их геологической истории, начиная с позднемелового времени. Для Малой Курильской дуги характерно широкое распространение верхнемеловых и палеогеновых отложений, отсутствующих, или почти отсутствующих, в Большой Курильской дуге. Острова Большой Курильской дуги, в противоположность Малой дуге, сложены преимущественно неогеновыми породами. Сходные закономерности имеют место во внутренней и внешней дугах Японии, разделенных крупным срединным разломом. Естественно, что Е. К. Мархинин склоняется к выводу, сделанному ранее Минато, Яги и Хунанаши, о том, что в некоторые отрезки позднемелового и кайнозойского времени тектонические движения во внутренней и внешней зонах Японской и Курильской дуг имели противоположный знак. Скачкообразные изменения гравитационных аномалий, при переходе от внутренней зоны Японии к внешней и от Малой к Большой островным цепям и Курильского архипелага, указывают на существование разлома, разделяющего эти зоны как в пределах Японии, так и в Курильском архипелаге.

Различия геологического развития площадей Малой и Большой Курильской дуг устанавливаются также последними работами на Курильских островах Г. П. Вергунова, Ю. К. Гуменного, А. Ф. Прялухиной (1960 г.). Сделанные ими многочисленные (около 10 тысяч) замеры ориентировки гальки третичных конгломератов показали, что в конце палеогена — начале миоцена, в среднем миоцене и в плиоцене снос обломочного материала на площадь современных островов Кунашира и Итурупа происходил как с северо-запада, т. е. с Охотского массива, так и с юго-востока, т. е. с поднятой Малой Курильской дуги. Очевидно, в неогене на площади южных островов Большой Курильской дуги уже существовал прогиб, выполнявшийся не только местными вулканическими продуктами, но и обломочным материалом, сносимым с соседних геоантиклинальных структур. Не вызывает сомнений существование в неогене прогибов, компенсировавшихся отложением осадков, и на площади Северных Курильских островов, где мощность неогеновых отложений, по новым данным К. Ф. Сергеева, составляет более 6 *км*, т. е. приближается к мощностям, свойственным геосинклинальным отложениям.

Таким образом, Курильские острова не являются чисто вулканическими или глыбовыми поднятиями и начало их образования относится не к концу третичного — началу четвертичного времени, как считают В. В. Белоусов, Е. М. Рудич и А. В. Горячев, а к значительно более раннему, позднемеловому и третичному, времени. Поэтому при сопоставлении геологических структур Курильских островов и Камчатки необходимо учитывать не только последний, четвертичный этап развития этих районов, но и более раннюю геологическую историю. В этом случае легко можно убедиться, что непосредственным продолжением на Камчатке структур Большой Курильской дуги является Центрально-Камчатская вулканическая зона, проходящая на юге Камчатки вдоль берега Тихого океана, затем следующая вдоль восточной границы Срединного Камчатского массива и далее продолжающаяся вдоль водораздела Срединного хребта.

Разрезы третичных вулканогенных толщ, слагающих Центрально-Камчатскую зону и острова Большой Курильской дуги, исключительно

http://jurassic.ru/

сходны. В обоих случаях выделяются верхнеолигоцен(?)-нижнемиоценовая, среднемиоценовая и верхнемиоцен-плиоценовая серии вулканогенных пород с присущими для каждой серии особенностями. Цепь неогеновых интрузивов Центральной Камчатки продолжается на северных островах Большой Курильской дуги. Как и на Центральной Камчатке, на Курильских островах намечаются две разновозрастные (нижнемиоценовая и верхнемиоценовая) группы интрузивов, отличающиеся многими петрографическими и петрохимическими особенностями. Центрально-Камчатская зона и Большая Курильская дуга имеют одинаковую металлогеническую «специализацию» с преобладанием в составе рудопроявлений меди, свинца и цинка, золота и серебра, ртути, мышьяка, серы. Все особенности Центрально-Камчатской вулканической зоны связаны с проходящим вдоль нее глубинным разломом. Геологические съемки показывают непосредственное продолжение тектонических структур Юго-Восточной Камчатки на Северных Курильских островах. Южно-Камчатский антиклинорий, как полагает К. Ф. Сергеев, протягивается далее к юго-западу на острова Шумшу и Парамушир. Полоса положительных магнитных аномалий, отмечающая Центрально-Камчатскую вулканическую зону, простирается далее вдоль Большой Курильской дуги. Все это свидетельствует о принадлежности Центральной Камчатки и островов Большой Курильской дуги к одной структурно-фациальной зоне, отчетливо оформившейся не позднее конца палеогена — начала миоцена. Эта зона и в пределах Камчатки, и на Курильских островах характеризуется пологой складчатостью с значительным количеством разрывных нарушений. Таким характером складчатости пород Большая Курильская дуга, по мнению А. В. Горячева, отличается от типичных альпийских геосинклинальных областей. Но подобная складчатость обусловлена вулканогенным характером толщ, большим содержанием в них жестких лавовых покровов, а не малой интенсивностью тектонических процессов.

С Малой Курильской дугой не менее отчетливо сопоставляется Восточный Камчатский антиклинорий с широко распространенными верхнемеловыми породами и преобладанием из третичных отложений самой нижней серии их. Для всех районов притихоокеанской зоны островных дуг (Япония, Малая Курильская дуга, Восточный Камчатский антиклинорий) отделение третичных отложений от верхнемеловых представляет трудную, не всегда разрешимую задачу. Как и на островах Малой Курильской дуги, интрузивные породы Восточной Камчатки отличаются повышенной основностью, максимальным известково-щелочным коэффициентом, а для рудопроявлений здесь характерны: медь, железо, хром, никель, кобальт.

Структурно Восточный Камчатский антиклинорий легко увязывается с Малой Курильской дугой через подводный хребет Витязь. Возможность такой увязки подтверждается аэромагнитной картой: полоса слабо положительного магнитного поля, соответствующего Восточному Камчатскому антиклинорию, после изгиба на юге Камчатки идет далее на соединение с хребтом Витязь. Центрально-Камчатская депрессия, очевидно, в структурном отношении соответствует впадине, разделяющей Большую и Малую Курильские дуги.

Таким образом, главные антиклинальные структуры хорошо прослеживаются в пределах всей Курило-Камчатской дуги. Тем не менее структура Камчатки существенно отличается от таковой Курильских островов, и это отличие отражает стадийность развития островных дуг.

Внешним проявлением отличий структуры Камчатки от структуры Курильских островов является значительно большая ширина и, соот-

http://jurassic.ru/

ветственно, большая сложность геологического строения Камчатской складчатой области по сравнению с Курильскими островами. Антиклинальные поднятия, выраженные в Курильском архипелаге двумя островными дугами, на Камчатке дополнены структурами, сформированными в прилегающих к антиклинориям прогибах. Более одной трети площади Камчатского полуострова занимает Западный Камчатский краевой прогиб. Формирование отложений этого прогиба происходило в юго-западном направлении, т. е. от материка к Курильским островам. Это доказывается последовательным омоложением толщ краевого прогиба, от преимущественно верхнемеловых на восточном берегу Пенжинской губы, через палеогеновые в центральной части Камчатского полуострова до верхненеогеновых на юге Камчатки. Еще южнее на продолжении Западного Камчатского краевого прогиба располагается Южная впадина Охотского моря, погружение которой отчасти компенсируется отложением современных осадков. Последовательное развитие краевого прогиба хорошо подчеркивается соответствующим изменением возраста угленосных отложений Западной Камчатки. Верхнемеловые угленосные толщи побережья Пенжинской губы сменяются в Паланском и Тигильском районах палеогеновыми, в Соболевском районе — среднемиоценовыми угленосными отложениями. В крайней южной части полуострова промышленные угольные пласты появляются в верхнемиоценовых отложениях.

Развитие краевого прогиба сопровождало формирование центральных структур Камчатско-Корякской складчатой области, которое также происходило последовательно в юго-западном направлении. Развитие центральных прогибов, на месте которых впоследствии возникли антиклинальные поднятия Камчатско-Корякского и Восточного Камчатского антиклинориев, сопровождалось в ранних стадиях подводными излияниями лав основного состава и внедрением ультраосновных интрузий, т. е. формированием спилито-диабазовой формации. Если у северо-восточного окончания Корякского нагорья образование этой формации происходило в раннемеловое время, то в более южных районах этой горной страны спилито-диабазовая формация развивалась в альбских прогибах, а еще южнее, у юго-восточного окончания Корякского нагорья и на Камчатке, широко распространена сенонская спилито-диабазовая формация.

Примеры последовательного развития структур имеются и в других Восточно-Азиатских дугах. В японской дуге развитие прогибов происходило с юго-запада на северо-восток, поэтому меловые отложения на о. Киушю начинаются с верхних слоев нижнего мела (серия Чияко), в то время как в более восточных районах, на о. Шикоку, в основании меловых отложений лежат средние слои верхнего мела (серия Уракава). В Хоккайдо-Сахалинской ветви Приохотских складчатых областей прогибы, как отмечают В. В. Белоусов и Е. М. Рудич (1960), постепенно распространялись на север от о. Хоккайдо на Южный, а затем на Северный Сахалин. Для Южно-Аляскинской зоны и продолжающей ее Алеутской островной дуги характерно последовательное развитие структур в западном направлении, т. е. от Северо-Американского континента. Как и в Курило-Камчатской дуге, отложения краевого прогиба у границы молодой складчатой области с мезозоидами сформированы лишь в приматериковой части Алеутской дуги. Все это показывает, что собственно островные дуги и сочлененные с ними молодые складчатые области представляют собой разностадийные образования при общем процессе. Развитие этого процесса направлено в сторону расширения и структурного осложнения дуг за счет главным образом наращивания складчатыми осадочными отложениями прогибов.

http://jurassic.ru/

Таким образом, в более ранние стадии отмеченного процесса возникают внешние и внутренние геоантиклинальные поднятия эвгеосинклинальной зоны и образуется вулканический остов складчатой области. В последующем остов «обрастает» осадочными отложениями прогибов, соответствующими миогеосинклинальной зоне. В последнюю, после заполнения осадками, вероятно, войдет и площадь Охотского моря. Формирование складчатой области происходит последовательно в направлении от материка, почему различные ее участки представляют собой разностадийные образования. Уже в значительной степени стабилизовавшиеся площади складчатой области по простиранию переходят в современную геосинклинальную систему. Таковы в общих чертах взаимоотношения между геологическими структурами Камчатки и Курильских островов.

Картина эта значительно осложняется вследствие наложения процессов, связанных с развитием, начиная с четвертичного времени, нового очень активного в тектоническом отношении прогиба — Курило-Камчатской впадины. Прогиб этот наследует общее направление складчатости предыдущего этапа, но местами его простирание резко несогласно с молодыми складчатыми структурами.

В ближайших к Камчатке районах развитие четвертичных прогибов происходит в направлении, обратном тому, в котором формируется молодая складчатая область, т. е. в сторону материка. Курило-Камчатская впадина растет на северо-восток, Алеутская впадина — на восток. Впадины эти находятся сейчас в стадии накопления терригенных флишоидных отложений со значительным участием в их составе вулканического материала.

Рост Курило-Камчатской и Алеутской впадин сопровождается образованием пограничных наложенных структур — Восточного вулканического пояса Камчатки и пояса современного вулканизма Алеутской дуги. Эти вулканические пояса представляют собой современные аналоги (в относительно ранней стадии развития) Восточно-Азиатского окраинного вулканического пояса, образовавшегося в конце мезозоя — начале кайнозоя на границе мезозоид и развивавшихся молодых прогибов. Е. К. Устиев (1959) и Л. А. Снятков считают Восточно-Азиатский вулканический пояс структурным аналогом современных вулканических дуг Восточной Азии. В. В. Белоусов и Е. М. Рудич (1960) рассматривают его как недоразвитую островную дугу. Однако вулканические зоны типичных островных дуг Восточной Азии отличаются от наложенных окраинных вулканических поясов типа Восточно-Азиатского или Восточного Камчатского рядом особенностей, которые удобно рассмотреть на примере Большой Курильской дуги и продолжающей ее Центрально-Камчатской вулканической зоны.

Значительную часть времени своего существования Центрально-Камчатская вулканическая зона характеризовалась подводным вулканизмом, в то время как в Восточно-Азиатском вулканическом поясе происходили преимущественно наземные вулканические извержения. В ранние этапы развития Центрально-Камчатской зоны в больших количествах изливались спилитовые и базальтовые лавы, подвергавшиеся сильным процессам пропилитизации. Затем базальты сменились андезитами и лишь в поздние стадии изливались кислые лавы. В это время стали образовываться вторичные кварциты. Рудопроявления зоны характерны для магматических пород умеренной кислотности. В Восточно-Азиатском же поясе преимущественное распространение имеют андезитовые, дацитовые и липаритовые лавы. Особенно широкое развитие здесь имели гидротермальные процессы, обусловливающие обра-

http://jurassic.ru/

зование вторичных кварцитов. Металлогения пояса характеризуется металлами, типичными для кислых магматических пород. Типичные для островных дуг вулканогенно-обломочные породы, типа туфоконгломератов, почти не проявляются в Восточно-Азиатском поясе. Вулканическая дуга Камчатки и Курильских островов представляет собой развившуюся у глубинного разлома антиклинальную структуру, структурно и фациально связанную с соседними прогибами постепенными переходами. Восточно-Азиатский пояс является типичной наложенной структурой, не имеющей четкого антиклинального выражения. Это, видимо, не аналоги, а представители двух различных типов вулканических зон. Восточно-Азиатский пояс относится к типу окраинных наложенных вулканических поясов, образующихся на сочленении молодой складчатой области и развивающихся перед ними прогибов. Курило-Камчатская вулканическая зона принадлежит к внутренним вулканическим дугам, входящим в состав островных дуг, которые отмечают начальные этапы развития геосинклинальных систем.

Замечательной особенностью обоих типов вулканических зон является четко проявленная направленность магматического процесса в течение всего времени развития вулканических зон. Тектонические движения фаз складчатости не прерывают, а лишь несколько осложняют магматический процесс, направленный в сторону общего раскисления магматических продуктов. Такая направленность противоречит мнению В. В. Белоусова о происходящей сейчас «базификации» сооружений островных дуг.

Осложнения общего магматического процесса при тектонических движениях фаз складчатости имеют различный характер в Восточно-Азиатской и Курило-Камчатской вулканических зонах, что также подчеркивает различия этих структур. На Курильских островах и Камчатке после складкообразовательных движений, с сопутствующими внедрениями интрузивов, в течение некоторого времени происходили излияния основных недифференцированных лав, которыми общий тектоно-магматический цикл как бы подразделялся на ряд частных подциклов. В Восточно-Азиатском же поясе большие массы базальтов изливались лишь в конце общего цикла, после окончательной стабилизации площади.

Образование Восточно-Азиатского окраинного вулканического пояса сопровождало развитие молодых прогибов, происходившее последовательно по простиранию геосинклинальных систем. Естественно поэтому, что возраст вулканических пород изменяется по простиранию пояса: в северной его части возраст основания вулканогенной толщи понижается до нижнего мела, для более южного, Сихотэ-Алиньского, участка пояса характерны верхнемеловые и палеогеновые вулканические образования. Интересна намечающаяся закономерность в изменении состава вулканических продуктов не только по разрезу вулканических толщ пояса, но и по его простиранию: в направлении роста и на более молодых участках пояса развиваются породы более основного состава. Так, в Восточном Сихотэ-Алине, в соответствии с тем, что рост Хоккайдо-Сахалинской ветви молодых геосинклинальных прогибов происходил с юга на север, кислые лавы сосредоточены преимущественно в южной части Сихотэ-Алиньского отрезка пояса, основные и средние — в северной. В Восточном вулканическом поясе Камчатки наиболее основные базальтовые лавы изливаются сейчас в Ключевской группе вулканов, у северного окончания развивающейся Курило-Камчатской впадины. Это, по-видимому, является следствием общего закономерного раскисления вулканических продуктов в окраинных поясах по мере их развития, почему в месте роста пояса лавы и

http://jurassic.ru/

туфы ранних стадий его развития отличаются более основным составом.

Складкообразовательные движения в Центрально-Камчатской вулканической зоне не вызывали инверсии геотектонических условий. В течение продолжительного времени, с позднего мела до конца четвертичного времени, происходило лишь медленное поднятие вулканической зоны, проявившееся сначала выходом из-под уровня моря островной дуги, а затем ростом пологой сводообразной структуры. Унаследованные движения такого характера происходят, видимо, и в настоящее время. Морфологическое сходство сводообразной структуры вулканической дуги с океаническими валами, возможно, находится в связи с принадлежностью тех и других структур к одному генетическому ряду, как это предполагает Г. Б. Удинцев (1960).

Учет закономерностей развития и строения Восточно-Азиатских островных дуг может помочь не только пониманию геологических структур более древних складчатых областей, но и поискам в них полезных ископаемых.

В складчатых областях Восточной Азии, проходивших стадию островных дуг, выделяются концентрически окаймляющие Тихий океан вулканические зоны, отличающиеся своими геологическими и металлогеническими особенностями (табл. 49). Крайняя зона у Тихого океана, соответствующая внешней дуге, характеризуется преимущественно колчеданными рудопроявлениями с металлами, характерными для ультраосновных пород (медь, железо, никель, хром). Вторая зона, представляющая собой внутреннюю вулканическую дугу, отличается обилием рудопроявлений металлов, характерных для умеренно кислых интрузий (медь, цинк, свинец, золото, серебро, ртуть, мышьяк). Наконец, за краевым прогибом, выполненным преимущественно осадочными отложениями, обычно располагается третья рудная зона, отвечающая окраинному вулканическому поясу с рудопроявлениями, свойственными кислым магматическим породам (олово, золото, вольфрам).

Внешняя, колчеданная, с медью и внутренняя, с золотом, серебром, свинцом, цинком, зоны хорошо выделяются в Японии. В американском отрезке Тихоокеанского рудного пояса ближайшая к океану подзона богата медью, более удаленная — полиметаллическими месторождениями (Константинов, 1959). В Армении, как и на Камчатке, хорошо выделяются две главные рудные зоны (Магакьян, 1959). Одна из них, Алаверды-Кафанская, характеризуется развитием спилито-кератофировой формации и преимущественно колчеданными месторождениями. Вторая, Памбак-Зангезурская зона отличается распространением более кислых вулканических пород, значительным количеством гранодиоритовых и монцонитовых интрузий и содержанием рудопроявлений меди, свинца, цинка, золота, мышьяка, сурьмы и ртути. Эта зона прилегает к впадине р. Аракс (видимо типа краевого прогиба), в которой недавно были обнаружены мощные соленосные отложения. За впадиной, уже на территории Турции и Ирана, широко распространены кислые вулканические породы и известны оловянные рудопроявления, т. е. проходит структура типа наложенного окраинного вулканического пояса.

Две крупные антиклинальные структуры со специфическими для внутренней и внешней дуг геологическими и металлогеническими особенностями намечаются и в Карпатской складчатой области, металлогения которой имеет много общего с металлогенией Армении и Камчатки.

Приведенные примеры показывают, что отмеченные для тихоокеанских островных дуг закономерности проявляются и в средиземноморских складчатых областях. Таким образом, в развитии как окраин-

http://jurassic.ru/

ных, так и средиземноморских молодых складчатых областей намечаются общие особенности.

Эти общие черты развития трудно объяснить, если допустить, как полагают В. В. Белоусов и Е. М. Рудич (1960), что развитие островных дуг Восточной Азии в позднемеловое и кайнозойское время имело специфический характер, так как происходило на фоне проявляющихся в больших масштабах процессов океанизации.

Развитие осадочной и «гранитной» оболочек в результате развития геосинклинальной системы Восточной Азии (в которую входят и островные дуги) не исключает возможности проявления на отдельных участках Тихого океана процессов опускания земной коры и уничтожения «гранитной» оболочки. При растяжении земной коры в районе Тихого океана может иметь место также образование глубоких открытых «расселин» с некоторым горизонтальным перемещением краев трещин. Таким путем могли образоваться, например, глубоководные впадины Охотского моря, некоторые глубоководные участки Японского моря и др. (Кропоткин, Власов, 1960).

Вопрос об «океанизации», однако, не имеет непосредственного отношения к развитию островных дуг. Этот процесс, если и имеет место, то он лишь осложняет общую эволюцию геосинклинальной системы Восточной Азии и здесь специально не рассматривается.

В заключение необходимо сделать некоторые замечания о терминологии, касающейся островных дуг.

Главные антиклинальные структуры принято называть, по их местонахождению относительно краевых морей, внутренней и внешней. Такая терминология применяется японскими авторами, Р. Беммеленом, а также А. Н Заварицким и большинством других советских исследователей. Вряд ли целесообразно поэтому поддерживать проявившуюся в последнее время тенденцию к наименованию дуг по их положению относительно Тихого океана, именно — ближайшую к Тихому океану дугу часто называют внутренней дугой, а более удаленную — внешней.

Прогибы, занимающие различное положение в дугах, значительно отличаются друг от друга структурой и историей развития. Между тем, океанические впадины, располагающиеся у внешней стороны дуг, часто смешиваются с прогибами, находящимися у вогнутой стороны дуг. По отношению к тем и другим применяются термины «краевые», «передовые» или «предгорные» прогибы. Передовыми прогибами иногда называют наложенные вулканические пояса, образовавшиеся на границе поднимавшихся складчатых областей и развивающихся рядом прогибов.

Ближайшими аналогами краевых прогибов срединных складчатых областей, и по структуре и по характеру отложений, являются в Восточной Азии прогибы, располагающиеся с внутренней стороны дуг (например Западный Камчатский прогиб). Их удобно называть, по предложению Р. Беммелена, тыловыми прогибами.

Прогибы, находящиеся между дугами, занимают положение центральных прогибов (например Центральный Камчатский прогиб).

Океанические впадины у внешней стороны дуг, соответствующие переднему краю современных геосинклинальных систем, удобно называть передовыми (или фронтальными) прогибами или океаническими впадинами (например Курило-Камчатская океаническая впадина).

http://jurassic.ru/

Таблица 49

Особенности главных типов периферических вулканических приохотских областей (по Г. М. Власову)

Особенности зон		Типы зон		
		Вулканические зоны внешних складчатых дуг	Вулканические зоны внутренних вулканических дуг	Окраинные вулканические пояса
Местоположение		Фронтальная часть складчатой области (прилегающая к Тихому океану)	Тыловая часть складчатой области (прилегающая к краевому прогибу)	Границы разновозрастных складчатых областей
Тектоническая структура		Интенсивно складчатая с надвигами, сопряженная, видимо, с очень глубокими надвигами, уходящими в мантию	Пологое сводообразное поднятие, нарушенное разломами. Отчетливая сопряженность с глубинным разломом и серией разломов	Складчато-глыбовая с пологими наклонами слоев. Типичная наложенная структура, связанная с серией трещин растяжения
Формационные ряды		Терригенная (песчано-сланцевая)→**спилито-кератофировая→флишевая**→молассовая→плато-базальты	Спилито-кератофировая→**андезитовая→вулканогенная молассовая** (среднего и кислого состава)→плато-базальты	Андезитовая (с небольшим количеством базальтов)→**порфировая**→плато-базальты
Характерные фациальные типы пород		„Зеленые сланцы" (зеленокаменные породы)	Туфоконгломераты (вулканогенно-обломочные отложения у вулканических островов)	Игнимбриты, вулканические агломераты
Магматические	Эффузивные	Преимущественно подводные излияния основных лав, в последующем — незначительное развитие субаэральных извержений вулканических продуктов среднего и кислого состава	Подводные излияния основных лав, сменяющиеся андезитовым вулканизмом островных дуг, а затем континентальными извержениями кислых лав, туфов, игнимбритов, пемз. После складкообразовательных движений кратковременные излияния основных лав	Континентальные (частично подводные?) извержения андезитовых и базальтовых лав, сменяющиеся извержениями кислых лав с большим количеством туфов, игнимбритов, агломератов

https://rutracker.org/

проявления	Интрузивные	**Ультраосновные интрузии (много), габбро-диориты, диориты, сиениты (сравнительно редкие, иногда крупные тела)**	**Гранодиориты, диориты, монцонитоиды (много мелких, иногда сравнительно крупных тел). Обилие экструзий**	**Небольшие субвулканические массы гранитоидов, гранит-порфиров, аляскитовых гранитов. Местами крупные гранитные и гранодиоритовые интрузии**
Преобладающие постмагматические изменения пород		Пропилитизация, с подчиненной околорудной серицитизацией	Вторичные кварциты (преимущественно сернокислотного ряда). В глубинных условиях — пропилитизация	Вторичные кварциты (с развитием галогеннокислотного ряда); грейзены; скарны
Эндогенная минерализация		Железо, медь, хром, никель, кобальт (колчеданные руды), платина, асбест	Молибден, медь (вкрапленно-прожилковые и порфировые руды), полиметаллические рудопроявления, золото и серебро (золото-серебряная пропилитовая формация), ртуть, сурьма, мышьяк, сера	Олово, вольфрам, молибден, золото (и серебро?), полиметаллы, ртуть
Полезные ископаемые осадочного и эффузивно-осадочного генезиса		Гематито-кремнистые руды, марганцевые руды, бентониты	?	Угленосные отложения в межвулканических впадинах
Примеры зоны в Восточной Азии		Восточная Камчатка, Малая Курильская дуга; внешняя зона Юго-Западной Японии	Центрально-Камчатская вулканическая зона, Большая Курильская дуга, внутренняя зона Северо-Восточной Японии	Восточно-Азиатский вулканический пояс, Восточный вулканический пояс Камчатки
Возможные аналоги за пределами Восточной Азии		Флишевая зона Восточных Карпат, Алаверды-Кафанская зона Армении, Уральская зеленокаменная полоса (?)	Выгорлат-Гутинская зона Карпат, Памбак-Зангезурская зона Армении	Пограничные с Арменией вулканические районы Турции с оловянными рудопроявлениями (?)

Примечание. Полужирным шрифтом выделены наиболее характерные формации.

https://jurassic.ru/

Наложенные вулканические структуры, развивавшиеся на границе поднятий и прогибов, относятся к типу окраинных вулканических поясов, их сокращенно можно называть *вулканическими поясами* (например Восточно-Азиатский вулканический пояс, Восточный вулканический пояс Камчатки).

Правильное использование тектонической терминологии применительно к Восточно-Азиатским островным дугам облегчит сопоставление этих интереснейших структур со структурами Средиземноморского складчатого пояса. В развитии Тихоокеанского и Средиземноморского молодых складчатых поясов, по-видимому, гораздо больше общего, чем представляют сейчас многие исследователи.

http://jurassic.ru/

ЛИТЕРАТУРА

Аверьев В. И. 1960. О природе углекислых мышьяковистых вод и их рудообразующей деятельности. В сб. «Вопросы формирования и распределения минеральных вод СССР». Тр. Совещ. курорт. ин-тов по гидрогеол. мин. вод, 1958 г. Изд. Центр. ин-та курортологии и физиотерапии М-ва здравоохр. СССР.

Аверьев В. И. 1961а. Условия разгрузки Паужетских гидротерм на юге Камчатки. В сб. «Гидротермальные процессы и минералообразование в областях активного вулканизма». Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 19.

Аверьев В. И., Святловский А. Е. 1961б. Вулкано-тектонические структуры Южной Камчатки. «Изв. АН СССР, серия геол.», № 6.

Аверьянов А. Г., Вейцман П. С., Гальперин Е. И. [и др.]. 1960. Глубинное строение земной коры в переходной зоне от Азиатского континента к Тихому океану. В кн. «Материалы к I Всесоюз. конф. по геол. и металлоген. Тихоокеанск. рудн. пояса», вып. 1. Владивосток.

Аверьянов И. П. 1961. О породах типа «зеленые туфы» северо-восточной части острова Кунашир. Тр. СахКНИИ, вып. 10.

Аверьянова В. Н., Федотов С. А., Ферчев М. Д. 1961. Предварительные данные о землетрясении и цунами 6 ноября 1958 г. «Бюлл. совета по сейсмологии АН СССР», вып. 9.

Алферов Б. А. 1932. Маршрутные исследования по восточному берегу Камчатки (мыс Чажма — р. Сторож). Тр. НГРИ, серия А, вып. 15, ГНТИ.

Андреев В. Н. 1938. Курильские острова. Морской сборник.

Анерт Э. Э. 1928. Богатство недр Дальнего Востока. Владивосток.

Аникеев Н. П., Драбкин К. Е., Евангулов Б. Б. [и др.]. 1957. Основные тектонические элементы Северо-Востока СССР. В сб. «Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР», вып. 11.

Антропова В. В. 1948. К истории археологического изучения Камчатки. Сб. Музея антропологии и этнографии, т. 11.

Апрелков С. Е. 1961. Игнимбриты Голыгинских гор. Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 20.

Архангельский Н. К. 1961. Третичные отложения Паланского района западного побережья Камчатки. В сб. «Материалы Межведомств. совещ. по разработке унифициров. стратигр. схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. Оха, 1959 г.». Гостоптехиздат.

Архипченко А. С. 1956. Геологическое строение и нефтеносность Богачевского месторождения нефти на Камчатке. В сб. «Авторефераты научных работ ВНИГРИ», вып. 17. Гостоптехиздат.

Архипченко А. С. 1960. Перспективы нефтеносности Восточной Камчатки. Тр. ВНИГРИ, вып. 163. Гостоптехиздат.

Балакина Л. М. 1959. О распределении напряжений, действующих в очагах землетрясений северо-западной части Тихого океана. «Изв. АН СССР, серия геофиз.», № 11.

Баскин С. И. 1949. Большой чертеж Камчадальской земли. «Изв. Всесоюз. геогр. об-ва», т. 81, вып. 2.

Баскин С. И. 1952. Путешествие Евреинова и Лужина в Курильский архипелаг (1719—1722 гг.). «Изв. Всесоюз. геогр. об-ва», вып. 4.

Башарина Л. А. 1949. Исследование газообразных продуктов вулканов Ключевского и Шивелуча. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 16.

Башарина Л. А. 1953а. Исследование газообразных продуктов вулканов Ключевского и Шивелуча в 1946—1947 гг. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 18.

Башарина Л. А. 1953б. Наблюдения за состоянием фумарол побочных кратеров вулканов Ключевского и Шивелуча в 1946—1949 гг. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 19.

Башарина Л. А. 1958а. Об изучении вулканических газов на Камчатке. В сб. «Молодой вулканизм СССР». Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 13.

http://jurassic.ru/

Башарина Л. А. 1958б. Фумарольные газы вулканов Ключевского и Шивелуча. В сб. «Молодой вулканизм СССР». Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 13.

Башарина Л. А. 1958в. Водные вытяжки пепла и газы пепловой тучи вулкана Безымянного. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 27.

Башарина Л. А. 1960. Фумарольная деятельность вулкана Безымянного в 1956—1957 гг. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 29.

Башарина Л. А. 1961. Вулканические газы на различных стадиях активности вулканов. В сб. «Гидротермальные процессы и минералообразование в областях активного вулканизма». Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 19.

Безруков П. А. и Удинцев Г. Б. 1953. Новые данные о геологическом строении дальневосточных морей. «Докл. АН СССР», т. 91, № 2.

Безруков П. Л., Петелин В. П. 1954. Ванадиеносные титаномагнетитовые пески района Курильских островов. В сб. «Научные результаты экспедиций на экспедиционном судне «Витязь», т. 1. Ин-т океанологии АН СССР.

Безруков П. Л. 1955а. О распределении органического вещества в осадках Охотского моря. «Докл. АН СССР», т. 103, № 2.

Безруков П. Л. 1955б. О распространении и скорости накопления в Охотском море кремнистых осадков. «Докл. АН СССР», т. 103, № 3.

Безруков П. Л., Удинцев Г. Б. 1955в. О северном окончании подводного Гавайского хребта. «Докл. АН СССР», т. 103, № 6.

Безруков П. Л. 1955г. Донные отложения Курило-Камчатской впадины. Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. 12.

Безруков П. Л., Остроумов Э. А. 1957. О распределении фосфора в осадках Охотского моря. «Докл. АН СССР», т. 113, № 1.

Безруков П. Л., Зенкевич Н. Л., Канаев В. Ф., Удинцев Г. Б. 1958. Подводные горы и вулканы Курильской островной гряды. В сб. «Молодой вулканизм СССР». Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 13.

Безруков П. Л., Мурдмаа И. О. 1959. Донные осадки Северо-Курильского района. Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. 36.

Безруков П. Л. 1960а. Осадкообразование в бассейне Тихого океана. В сб. «Морская геология». Изд. АН СССР.

Безруков П. Л. 1960б. Донные отложения Охотского моря. Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. 32.

Безруков П. Л., Лисицын А. П. 1961а. Основные черты осадкообразования в дальневосточных морях в четвертичное время. В сб. «Материалы Всесоюз. совещ. по изуч. четвертич. периода», т. 1. Изд. АН СССР.

Безруков П. Л., Лисицын А. П., Романкевич Е. А., Скорнякова Н. С. 1961б. Современное осадкообразование в северной части Тихого океана. В кн. «Современные осадки морей и океанов». Тр. совещ. 24—27 мая 1960 г. Изд-во АН СССР.

Белова М. Б., Васильев В. Г., Власов Г. М. [и др.]. 1961. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Камчатки. Гостоптехиздат.

Белоусов В. В. 1955. О геологическом строении и развитии океанических впадин. «Изв. АН СССР, серия геол.», № 3.

Белоусов В. В., Рудич Е. М. 1960. О месте островных дуг в развитии структуры земли. «Советская геология», № 10.

Беляева Н. В. 1960. Распределение фораминифер в западной части Берингова моря. Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. 32.

Беммелен Р. В. 1956. Горообразование. Изд. иностр. лит.

Беммелен Р. В. 1957. Геология Индонезии. Изд. иностр. лит.

Беньофф Г. 1960а. Длинные волны, зарегистрированные при Камчатском землетрясении 4 ноября 1952 г. РЖ геол., № 7, 12262.

Беньофф Г. 1960б. Тектоника Тихоокеанского кольца. РЖ геол., № 9, 16331.

Берг Л. С. 1935. Открытие Камчатки и экспедиции Беринга 1725—1742 гг. Изд. Главсевморпути.

Берг Л. С. 1946. Очерки по истории русских географических открытий. Изд. АН СССР.

Бернштейн В. А. 1959. К вопросу о магнитном поле подножия Ключевского вулкана. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 28.

Бернштейн В. А. 1960. О магнитном поле на вулкане Заварицкого (остров Симушир, Курильские острова). «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 30.

Бетехтин А. Г., Вольфсон Ф. И., Заварицкий А. И. [и др.]. 1953. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд-во АН СССР.

Бирштейн Я. А. 1958. Новый лангуст (*Cructacea, Decapoda*) из меловых отложений Западной Камчатки. В кн. «Материалы к основам палеонтологии», вып. 2.

Бобров Н. Г. 1960. Торфяные бугры Камчатки. Тр. Ин-та мерзлотоведения АН СССР, № 16.

http://jurassic.ru/

Богатырев К. П. 1939. Почвы и перспективы сельского хозяйства в центральной части западного побережья Камчатки. «Вестн. Дальневост. фил. АН СССР», № 33.

Богатырев К. А. 1949. О колебаниях береговой линии западного берега полуострова Камчатки. «Камчатский сборник АН СССР», № 1.

Богданович К. И. 1899. Очерк деятельности Охотско-Камчатской горной экспедиции. «Изв. Русск. геогр. об-ва», т. 35, вып. 6.

Богданович К. И., Полевой П. И. 1909. О природных богатствах Петропавловского, Командорского и других уездов Приморской области и Северного Сахалина. «Изв. Геол. ком.».

Богидаева М. В. и Матвеенко В. Т. 1960. Основные и ультраосновные интрузии Корякско-Анадырского района (Северо-Восток СССР). Тр. ВНИИ-I, т. 17. Магадан.

Богоявленская Г. Е. 1957. Вулкан Безымянный и его экструзивные образования. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 26.

Богоявленская Г. Е. 1960а. Вулкан Безымянный на Камчатке и его агломератовый поток. Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 18.

Богоявленская Г. Е., Горшков Г. С. 1960б. О происхождении лав побочных кратеров Ключевского вулкана (1956 г.). «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР», № 30.

Бодылевский В. И. 1937. О некоторых фаунах из меловых отложений Колымского края и Западной Камчатки. В сб. «Материалы по изуч. Охотско-Колымского края, серия геол. и геоморф.», вып. 5.

Бордовский О. К. 1957а. Некоторые данные о глинистых минералах осадков северо-западной части Тихого океана. Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. 17.

Бордовский О. К. 1957б. Состав органического вещества современных осадков Берингова моря. «Докл. АН СССР», т. 116, № 3.

Борисов О. Г. 1960а. Вторичные фумаролы агломератового потока вулкана Безымянного и основной источник их питания к концу 1958 г. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 29.

Борисов О. Г. 1960б. Состояние фумарол действующих вулканов Ключевской группы и вулкана Шивелуч за период с августа 1957 г. по октябрь 1958 г. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 30.

Боровик С. А. и Влодавец В. И. 1938. О возгонах Туйлы и Билюкая сбора 1936 г. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 4.

Боровик С. А. и Набоко С. И. 1940. О распространении элементов, содержащихся в возгонах. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 9.

Боровик С. А. и Влодавец В. И. 1946. О распределении элементов в некоторых лавах Карымского района. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 13.

Бот М., Беньофф Г. 1960. Последовательность афтершоков Камчатского землетрясения 4 ноября 1952 г. РЖ, № 5, 8146.

Бродская Н. Г., Мартова Г. Г. 1957. Форма железа в современных осадках Охотского моря. «Докл. АН СССР», т. 114, № 1.

Бруевич С. В. 1955. Биогенные элементы в грунтовых растворах Охотского моря. «Докл. АН СССР», т. 105, № 3.

Бруевич С. В. 1960. О некоторых химических особенностях вод и осадков северо-западной части Тихого океана. РЖ геофиз., № 3, 2374.

Бруевич С. В., Зайцева Е. Д. 1958. К химии осадков Берингова моря. Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. 26.

Бубнов С. Н. 1947. Тектоника Японии и строение тихоокеанского побережья Восточной Азии. «Изв. ГУГФ», вып. 3.

Буданов В. И., Ионин А. С. 1956. Современные вертикальные движения западных берегов Берингова моря. Тр. Океанограф. комисс. АН СССР, т. 1.

Буданов В. И., Владимиров А. Т., Ионин А. С. [и др.]. 1957. Современные вертикальные движения берегов дальневосточных морей. «Докл. АН СССР», т. 116, № 6.

Буданов В. И., Владимиров А. Т., Ионин А. С. [и др.]. 1961. О признаках современных вертикальных движений берегов дальневосточных морей. В сб. «Материалы Всесоюз. совещ. по изуч. четвертичн. периода», т. 1. Изд-во АН СССР.

Былинкина А. А. 1953а. Состояние побочных кратеров Ключевского вулкана в мае 1949 г. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 19.

Былинкина А. А. 1953б. Поездка к кратерам группы Туйла в июле 1950 г. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 19.

Былинкина А. А. 1953в. Подъем на вулкан Суелич — действующий купол вулкана Шивелуч в апреле 1949 г. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 19.

Былинкина А. А. 1954. К исследованию сухих рек Ключевского вулкана (летом 1950 г.). Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 8.

http://jurassic.ru/

Василевский М. М. 1958. Зональность и рудная минерализация сольфатарно-измененных пород Быстринского района Камчатки. «Зап. Всесоюз. мин. об-ва», 2 серия, ч. 87, вып. 3.

Василевский М. М. 1961. Зональность и генезис измененных пород и оруденения в Центрально-Камчатской рудной зоне. В сб. «Гидротермальные процессы и минералообразование в областях активного вулканизма». Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 19.

Васильев В. А. 1936. Геологический очерк восточной части Корякского хребта. Тр. Арктич. ин-та, т. 59.

Васильев В. Г. 1959. Изучение строения земной коры в области перехода от азиатского континента к Тихому океану. «Новости нефт. техн., геол.», № 2.

Васильев В. Г., Вейцман П. С. [и др.]. 1960а. Исследование земной коры в области перехода от азиатского континента к Тихому океану. Изд. АН СССР.

Васильев В. Г., Крылов В. В., Маркин Н. М. 1960б. Геологическое строение и перспективы нефтеносности Камчатки. В сб. «Региональные и структурные проблемы геологии нефти». В сб. «Междунар. геол. конгр., XXI сессия. Докл. сов. геол.». Изд-во АН СССР.

Васильев В. Н. 1939. Эндемы Охотской флоры. В сб. «К семидесятилетию со дня рождения президента АН СССР В. Л. Комарова». Изд-во АН СССР.

Васильев В. Н. 1944. Растительность северной части вулканического кольца Тихого океана. «Изв. Всесоюз. геогр. об-ва», т. 76, вып. 5.

Васильев В. Н. 1946. Краткий очерк растительности Курильских островов. «Природа», № 6.

Васильев В. Н. 1957. Флора и палеогеография Командорских островов. Изд. Дальневост. фил. АН СССР.

Васильковский Н. П. 1960. К проблеме островных дуг. В кн. «Материалы к I Всесоюз. конф. по геол. и металлоген. Тихоокеанск. рудн. пояса», вып. 1. Владивосток.

Васин Б. Н. 1959. Кальдера Заварицкого на острове Симушир. «Изв. Всесоюз. геогр. об-ва», т. 91, вып. 3.

Васьковский А. П. 1954. Остатки серого ореха и метасеквойи в верхнем плиоцене Западной Камчатки. «Колыма», № 8.

Васьковский А. П. 1957. Споро-пыльцевые спектры современных растительных сообществ Крайнего Северо-Востока СССР и их значение для восстановления четвертичной растительности. В сб. «Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР», вып. 2.

Васьковский А. П. 1960. Новые сборы ископаемых экзотических хвойных на восточном берегу Пенжинской губы и некоторые геологические выводы, связанные с ними. В сб. «Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР», вып. 14.

Вейцман П. С., Гальперин Е. И., Зверев С. М. [и др.]. 1961а. Некоторые результаты изучения строения земной коры в области Курильской островной дуги и прилегающих участков Тихого океана по данным глубинного сейсмического зондирования. «Изв. АН СССР, серия геол.», № 1.

Вейцман П. С., Гальперин Е. И., Зверев С. М. [и др.]. 1961б. Изучение строения земной коры в переходной зоне от азиатского континента к Тихому океану в период международного геофизического года. В кн. «Материалы науч.-техн. геофиз. конф.». Гостоптехиздат.

Вергунов Г. П. 1958. Структурный шов острова Кунашир (Курильский архипелаг). «Изв. Сиб. отд. АН СССР, серия геол. и геофиз.», вып. 1.

Вергунов Г. П. 1960. Основные черты геологии и металлогении южной части Курильского архипелага. В кн. «Материалы к I Всесоюз. конф. по геол. и металлоген. Тихоокеанск. рудн. пояса», вып. 1. Владивосток.

Вергунов Г. П. 1961а. Об интрузивных породах южных Курильских островов (Шикотан, Кунашир и Уруп). «Геология и геофизика», № 5.

Вергунов Г. П. 1961б. Очерк геологии и металлогении южной части Курильского архипелага. Тр. СахКНИИ, вып. 10.

Верещагин В. Н., Михайлов А. Ф. 1958. Материалы к стратиграфии мела Корякско-Камчатской складчатой области (юго-западная часть Пенжинского кряжа). В кн. «Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР», вып. 13.

Вильсон Дж. Т. 1959. Геофизика и рост континентов. «Природа», № 8.

Владимиров А. Т. 1958. К морфологии и динамике берега Западной Камчатки. «Изв. АН СССР, серия геогр.», № 2.

Владимиров А. Т., Медведев В. С. 1959. Исследование по динамике и морфологии берегов Охотского и Японского морей. Тр. Океанограф. комисс. АН СССР, т. 4.

Власов Г. М. 1946. Задачи геологических исследований на полуострове Камчатка. В сб. «Материалы по геол. и полезн. ископ. Дальнего Востока».

Власов Г. М., Чемеков Ю. Ф. 1949. Четвертичные оледенения Камчатки. В кн. «Вопросы географии Дальнего Востока». Изд. Приамурск. фил. Всесоюз. геогр. об-ва. Хабаровск.

http://jurassic.ru/

Власов Г. М., Чемеков Ю. Ф. 1950. Основные этапы формирования рельефа полуострова Камчатки в четвертичный период и его геоморфологическое районирование. «Изв. Всесоюз. геогр. об-ва», т. 82, № 3.

Власов Г. М. 1956а. Современное состояние вулканологических исследований на полуострове Камчатка и в других районах Дальнего Востока. «Информ. сб. ВСЕГЕИ», № 3.

Власов Г. М. 1956б. Четвертичные вулканы Северной Камчатки. Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 12.

Власов Г. М. 1957. История кайнозойского вулканизма тихоокеанских окраин СССР. Тр. XX сессии Междунар. геол. конгр., т. 2.

Власов Г. М. 1958а. Стратиграфия четвертичных отложений полуострова Камчатки и Курильских островов. В кн. «Геологическое строение СССР», т. 1. Госгеолтехиздат.

Власов Г. М. 1958б. Магматическая деятельность на территории тихоокеанских окраин СССР (Камчатка, Курильские острова, Сахалин). В кн. «Геологическое строение СССР», т. 2. Госгеолтехиздат.

Власов Г. М. 1958в. Тектоника приохотских складчатых областей (Сахалин, Курильские острова, Камчатка, Корякское нагорье). В кн. «Геологическое строение СССР», т. 3. Госгеолтехиздат.

Власов Г. М. 1958г. Вулканические отложения серы и некоторые вопросы близповерхностного рудообразования. В сб. «Молодой вулканизм СССР». Тр. Лабор-вулканол. АН СССР, вып. 13.

Власов Г. М. 1958д. Новые данные по геологии Камчатки и перспективы ее рудоносности. «Советская геология», № 5.

Власов Г. М. 1958е. Четвертичные оледенения Северных Курильских островов. Геоморф. сб. Всесоюз. геогр. об-ва. Изд-во АН СССР.

Власов Г. М. и Василевский М. М. 1958ж. Зональность измененных пород Срединного Камчатского хребта. «Докл. АН СССР», т. 122, № 4.

Власов Г. М. 1959а. Обзор стратиграфии третичных образований Сихотэ-Алиня, Сахалина, Камчатки и Курильских островов. В кн. «Материалы Межведомств. совещ. по разраб. унифициров. стратигр. схем Северо-Востока СССР, 1957 г.». Магадан.

Власов Г. М. 1959б. Основные черты рельефа Камчатки и Курильских островов. В кн. «Материалы II геоморф. совещ. АН СССР».

Власов Г. М. 1959в. Высокие поверхности выравнивания Камчатки и Курильских островов. В кн. «Материалы по четвертичн. геол. и геоморф. СССР». Материалы ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 2.

Власов Г. М., Василевский М. М. 1959г. Генезис и взаимоотношения вторичных кварцитов и пропилитов Срединного Камчатского хребта. В кн. «Проблемы вулканизма». Ереван.

Власов Г. М., Василевский М. М. 1959д. Геология и некоторые вопросы генезиса медно-молибденовых рудопроявлений Камчатки. «Информ. сб. ВСЕГЕИ», № 17.

Власов Г. М., Василевский М. М., Жегалов Ю. В. 1959е. Геологические условия нахождения и особенности генезиса ртутных рудопроявлений Срединного Камчатского хребта. «Бюлл. ВСЕГЕИ», № 1.

Власов Г. М., Ярмолюк В. А. 1959ж. Структурно-тектонические районы Камчатки. «Докл. АН СССР», т. 127, № 1.

Власов Г. М. 1960а. Итурупские письмена на камнях. В сб. «Вопросы географии Дальнего Востока», сб. IV. Изд. Приамурск. фил. Всесоюз. геогр. об-ва СССР. Хабаровск.

Власов Г. М. 1960б. Вулканические серные месторождения и некоторые вопросы приповерхностного рудообразования (на примерах Камчатки и Курильских островов). В кн. «Материалы по природным ресурсам Камчатки и Курильских островов». Дальневост. фил. АН СССР. Магадан.

Власов Г. М. 1960в. Особенности кратерно-озерных отложений. «Бюлл. МОИП, отд. геол.», № 6.

Власов Г. М., Василевский М. М. 1960 г. К вопросу о принципах металлогенического районирования Камчатки (опыт составления карты метасоматических фаций измененных пород и руд и прогнозов поисков месторождений). В кн. «Материалы к I Всесоюз. конф. по геол. и металлоген. Тихоокеанск. рудн. пояса», вып. 1. Владивосток.

Власов Г. М., Василевский М. М. 1960д. Металлогенические особенности Курило-Камчатской дуги. В кн. «Материалы к I Всесоюз. конф. по геол. и металлоген. Тихоокеанск. рудн. пояса», вып. 1. Владивосток.

Власов Г. М. 1961а. Общие черты геологического строения Камчатки и задачи дальнейших научно-исследовательских работ. В кн. «Сырьевые ресурсы Камчатской области». Материалы выездной сессии комиссии по проблемам Севера в 1957 г. Изд-во АН СССР.

http://jurassic.ru/

Власов Г. М. 1961б. История геологического развития Приохотских складчатых областей. В кн. «Материалы Межведомств. совещ. по разраб. унифициров. стратигр. схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских о-вов. Оха, 1959 г.». Гостоптехиздат.

Власов Г. М., Василевский М. М. 1961в. Высокоглиноземистые фации вторичных кварцитов в Срединном Камчатском хребте. «Геохимия», № 7.

Власов Г. М., Жегалов Ю. В., Ярмолюк В. А. 1962а. Некоторые важнейшие вопросы тектоники Камчатки. «Советская геология», № 6.

Власов Г. М. 1963б. О задачах палеовулканологических исследований на Дальнем Востоке. Тр. Лабор. палеовулканол. Казахск. гос. ун-та, вып. 1. Алма-Ата.

Влодавец В. И. 1934. Об одном из современных камчатских базальтов. В кн. «Академику Францу Юльевичу Левинсону-Лессингу. К пятидесятилетию научной деятельности». Тр. Петрогр. ин-та, АН СССР, вып. 6.

Влодавец В. И. 1937а. Посещение вершины Ключевского вулкана 28 августа 1936 г. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 1.

Влодавец В. И. 1937б. Ключевская группа вулканов. В кн. «Междунар. геол. конгр., XVII сессия. Тезисы докладов».

Влодавец В. И. 1939а. Химический облик изверженных пород Камчатки. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 5.

Влодавец В. И. 1939б. О связи вулканов Камчатки с сейсмической активностью. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 6.

Влодавец В. И. 1939в. Карымская группа вулканов. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 7.

Влодавец В. И. 1940а. Ключевская группа вулканов. Тр. Камчатской вулканол. ст. АН СССР, вып. 1.

Влодавец В. И. 1940б. Об эруптивном вулканизме на Камчатке. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 9.

Влодавец В. И. 1940в. Ключевской вулкан. «Землеведение», нов. серия, сб. МОИП, отд. геогр., т. 1 (41).

Влодавец В. И. 1941. О кайнозойском вулканизме на Камчатке. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 9.

Влодавец В. И. 1944. Классификация отрицательных вулканических форм рельефа. «Изв. АН СССР, серия геол.», № 5.

Влодавец В. И. 1946а. О кристобалите в горных породах Камчатки. В кн. «Академику Дмитрию Степановичу Белянкину. К семидесятилетию со дня рождения и сорокалетию научной деятельности». Изд-во АН СССР.

Влодавец В. И. 1946б. О химическом составе Камчатской магматической провинции. В кн. «Вопросы минералогии, геохимии и петрографии». Изд-во АН СССР.

Влодавец В. И. 1947а. Вулканы Карымской группы. Тр. Камчатск. вулканол. ст. АН СССР, вып. 3.

Влодавец В. И. 1947б. Отрицательные вулканические формы рельефа. «Уч. зап. Московск. обл. пед. ин-та. Тр. кафедры геогр. фак.», вып. 4.

Влодавец В. И., Морозов А. И., Троицкий В. Д. 1948. Вулкан Малый Семячик. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 15.

Влодавец В. И. 1949а. Исторический обзор эруптивной деятельности Ключевского вулкана. Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 6.

Влодавец В. И. 1949б. Вулканы Советского Союза. Географиз.

Влодавец В. И. 1953а. Работы академика А. Н. Заварицкого по вулканизму. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 19.

Влодавец В. И. 1953б. О некоторых семячинских туфолавах и их происхождении. «Изв. АН СССР, серия геол.», № 3.

Влодавец В. И. 1954а. О вулканической терминологии. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 23.

Влодавец В. И. 1954б. О вулканической тектонике. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 23.

Влодавец В. И. 1955. Выступление по вопросу о характере дифференциации магмы Ключевского вулкана. В кн. «Тр. I Всесоюз. петрогр. совещ. АН СССР».

Влодавец В. И. 1957а. О происхождении пород, обычно называемых туфолавами и игнимбритами. Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 14.

Влодавец В. И. 1957б. К вопросу о происхождении некоторых вулканических трещин. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 23.

Влодавец В. И. 1957в. О глубинных структурах некоторых вулканических аппаратов Камчатки. В кн. «Тезисы докл. на XI Генеральн. ассамблее Междунар. геодез. и геофиз. союза междунар. ассоциации вулканологов».

Влодавец В. И., Пийп Б. И. 1957 г. Каталог действующих вулканов Камчатки. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 25.

Влодавец В. И. 1958а. Рассеянные элементы в вулканических продуктах. В сб. «Молодой вулканизм СССР». Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 13.

Влодавец В. И. 1958б. Вулканы и вулканические образования Семячинского района. Тр. Лабор. вулканол. АН СССР; вып. 15.

http://jurassic.ru/

Владавец В. И. 1960. Важные проблемы вулканологии. «Вестн. АН СССР», № 1.

Волошина Н. А. 1939. О фораминиферах из третичных отложений Сахалина и Камчатки. Тр. НГРИ, серия А, вып. 116.

Воробьев Д. П. 1947. Растительность Курильских островов. «Изв. Всесоюз. геогр. об-ва», т. 79, вып. 4.

Воробьев Д. П. 1956. Материалы к флоре Курильских островов. Тр. Дальневост. фил. АН СССР, вып. 3 (5).

Воронец Н. С. 1935. Находка меловой фауны на Камчатке. Тр. НГРИ, серия Б, вып. 51.

Вялов О. С. 1944. Сведения о некоторых землетрясениях на Камчатке. «Изв. Всесоюз. геогр. об-ва», т. 76, вып. 2—3.

Вялов О. С. 1952. Схема тектонічного поділу Камчатки. «Доповіді АН Укр. РСР», № 6.

Гаврилов В. Т. 1944. Вулканы Кроноцкого заповедника. «Изв. Всесоюз. геогр. об-ва», т. 27, вып. 5.

Гайнанов А. Г. 1955. Маятниковые определения силы тяжести в Охотском море и в северо-западной части Тихого океана. Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. 12.

Гайнанов А. Г., Семенов Л. П. 1962. Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. «Советская геология», № 3.

Ганешин Г. С. 1958. История геологического развития Курильской островной дуги, Камчатки и Сахалина в четвертичное время. В кн. «Геологическое строение СССР», т. 3.

Ганешин Г. С. 1960. О проявлении послеледникового климатического оптимума в районе Охотского моря (по данным спорово-пыльцевого анализа). «Информ. сб. ВСЕГЕИ», № 29.

Гантман Д. С. 1936. Маршрутные геологические исследования по рекам Облуковиной и Крутогоровой на западном берегу Камчатки. «Проблемы советской геологии», № 4.

Гапонов Е. 1927. Ископаемые диатомовые водоросли полуострова Камчатки. Материалы по геол. и полезн. ископ. Дальнего Востока. Тр. Дальневост. отд. Геол. ком. Владивосток.

Гептнер А. Р. 1961. О возрасте эрмановских и энемтенских отложений Западной Камчатки. «Докл. АН СССР», т. 141, № 5.

Гершакович Д. Е. 1958. Фации современных осадков северо-западной части Охотского моря. «Докл. АН СССР», т. 118, вып. 3.

Главацкий С. Н. и Лагунов И. И. 1946. Извержение вулкана Авача 25 февраля 1945 г. «Изв. Всесоюз. геогр. об-ва», т. 78, вып. 3.

Главацкий С. Н. 1948а. Наблюдения за Авачинским, Корякским и Мутновским вулканами в 1945 г. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 15.

Главацкий С. Н. и Ефремов Г. К. 1948б. Извержение вулкана Пик Сарычева в ноябре 1946 г. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 15.

Гонсовская Г. А. 1956а. Жировские термы Южной Камчатки. «Докл. АН СССР», № 4.

Гонсовская Г. А. 1956б. К вопросу о «ювенильности» камчатских терм. «Геол. сб. Львовск. геол. об-ва», № 2—3.

Гонсовская Г. А. 1957. Особенность формирования фумарольных терм Южной Камчатки. «Докл. АН СССР», т. 113, № 1.

Горбачев С. З., Геворкян Я. Ш., Шиш А. И., Ястремский Ю. М. 1960. Молодая золото-серебряная минерализация Камчатки. В кн. «Материалы к I Всесоюз. конф. по геол. и металлоген. Тихоокеанск. рудн. пояса», вып. 1. Владивосток.

Горшков Г. П. 1949. Землетрясения на территории Советского Союза. Географгиз.

Горшков Г. С. 1948а. Вулкан Пик Сарычева. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 15.

Горшков Г. С. 1948б. Названия вулканов на Курильских островах. «Изв. Всесоюз. геогр. об-ва», т. 80, вып. 2.

Горшков Г. С. 1953. Асырминтар — забытый вулкан Курильских островов. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 19.

Горшков Г. С. 1954а. Пик Креницына. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 20.

Горшков Г. С. 1954б. О наблюдении наклонов в окрестностях Ключевского вулкана. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 21.

Горшков Г. С. 1954в. Вулканы острова Парамушир и их состояние летом 1953 г. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 22.

Горшков Г. С. 1954г. Вулканическое дрожание, связанное с прорывом кратера Былинкиной. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 23.

http://jurassic.ru/

Горшков Г. С. 1954д. Хронология извержений вулканов Курильской гряды (1713—1952 гг.). Тр. Лабор. вулканол. ст. АН СССР, вып. 3.

Горшков Г. С., Былинкина А. А. 1954е. Наблюдения над извержением вулкана Шивелуч в 1948—1950 гг. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 20.

Горшков Г. С. 1956а. Первое историческое извержение вулкана Безымянного (телегр. сообщ.). «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 24.

Горшков Г. С. 1956б. О глубине магматического очага Ключевского вулкана. «Докл. АН СССР», т. 106, № 4.

Горшков Г. С. 1957а. Каталог действующих вулканов Курильских островов. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 25.

Горшков Г. С. 1957б. Извержение сопки Безымянной (предварит. сообщ.). «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 26.

Горшков Г. С. 1957в. Состояние действующих вулканов Северной Камчатки в период с 16 сентября 1954 г. по 31 декабря 1955 г. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 26.

Горшков Г. С. 1957г. О некоторых теоретических проблемах вулканологии. В кн. «Тезисы докл. на XI Генеральн. ассамблее Междунар. геодез. и геофиз. союза междунар. ассоциации вулканологов».

Горшков Г. С. 1957д. Гигантское извержение сопки Безымянной. В кн. «Тезисы докл. на XI Генеральн. ассамблее Междунар. геодез. и геофиз. совета междунар. ассоциации вулканологов».

Горшков Г. С. 1958а. Состояние вулканов Северной Камчатки в 1956 г. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 27.

Горшков Г. С. 1958б. Извержение новых побочных кратеров Ключевского вулкана летом 1956 г. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 27.

Горшков Г. С. 1958в. Действующие вулканы Курильской гряды. В сб. «Молодой вулканизм СССР». Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 13.

Горшков Г. С. 1958г. Некоторые вопросы теории вулканологии. «Изв. АН СССР, серия геол.», № 11.

Горшков Г. С. 1959а. К вопросу о классификации некоторых типов взрывных извержений. В кн. «Проблемы вулканизма». Ереван.

Горшков Г. С., Набоко С. И. 1959б. Современный вулканизм Камчатско-Курильской дуги. В кн. «Проблемы вулканизма». Ереван.

Горшков Г. С. 1960а. Кальдера Заварицкого. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 30.

Горшков Г. С. 1960б. К петрохимии вулканических пород в связи с образованием островных дуг. В кн. «Материалы к I Всесоюз. конф. по геол. и металлоген. Тихоокеанск. рудн. пояса», вып. 1. Владивосток.

Горшков Г. С. 1960в. Четвертичный вулканизм и петрохимия современных лав Курильской гряды. В кн. «Междунар. геол. конгр., XXI сессия. Докл. сов. геол.». Изд-во АН СССР.

Горшков Г. С. 1961. Изучение вулканов Камчатки. В кн. «Сырьевые ресурсы Камчатской области». Материалы выездн. сессии комисс. по проблемам Севера в 1957 г. Изд-во АН СССР.

Горшков Г. С., Богоявленская Г. Е. 1962. К петрографии современных вулканических пород Курильской островной дуги (Северные Курильские острова). В сб. «Общие вопросы вулканизма». Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 21.

Горшкова Г. И. 1952. Происхождение осадков северо-западной части Тихого океана. В сб. «Исследование дальневосточных морей», т. 3. Изд-во АН СССР.

Горяев М. И. 1961. Стратиграфия третичных отложений центральной части Камчатки. В кн. «Материалы Межведомств. совещ. по разраб. унифициров. стратигр. схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. Оха, 1959 г.». Гостоптехиздат.

Горячев А. В. 1960а. Некоторые особенности новейшей тектоники Курильской островной дуги. «Советская геология», № 10.

Горячев А. В. 1960б. Камчатские землетрясения 4 мая и 18 июля 1959 г. и геологические условия их возникновения. «Бюлл. совета по сейсмологии АН СССР», № 11.

Горячев А. В. 1962г. Основные закономерности геотектонического режима Курило-Камчатской складчатой области. «Докл. АН СССР», т. 142, № 1.

Гречишкин Л. А. 1935. Геологический очерк восточного побережья Камчатки (Усть-Камчатск — Петропавловск). Тр. НГРИ, серия А, вып. 72.

Гречишкин Л. А. 1937а. О геологическом строении Богачевского месторождения нефти. Тр. НГРИ, серия А, вып. 77.

Гречишкин Л. А. 1937б. Геологические исследования побережья полуострова Камчатки (р. Андриановская — р. Камчатка). Тр. НГРИ, серия А, вып. 77.

Григорян З. К. 1957. Определение времени распространения волны цунами до берегов Камчатки и Курильских островов. Тр. Морск. гидрофиз. ин-та АН СССР, т. 11.

http://jurassic.ru/

Грязнов Л. П. 1961. Стратиграфия третичных отложений Восточной Камчатки. В кн. «Материалы Межведомств. совещ. по разраб. унифициров. стратигр. схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. Оха, 1959 г.». Гостоптехиздат.

Гуменный Ю. К., Неверов Ю. Л. 1961. Новые данные о проявлениях активного вулканизма на острове Кунашир. Тр. СахКНИИ, вып. 10.

Гутенберг Б. и Рихтер К. 1948. Сейсмичность земли. Изд. иностр. лит.

Гущенко И. И. 1957. Некоторые замечания о Кроноцкой сопке и ее побочных образованиях. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 26.

Гущенко И. И. 1959. Особенности стратиграфии и литологии четвертичных и современных вулканогенных отложений Северной Камчатки. В кн. «Проблемы вулканизма». Ереван.

Гущенко И. И. 1960. Деятельность вулканов Северной Камчатки в 1957 г. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 29.

Даценко В. А., Куликов Н. Н. 1957. Четвертичные отложения юго-восточной части Анадырской низменности и прилегающего склона Корякского хребта. «Информ. бюлл. НИИГА», вып. 1.

Двали М. Ф. 1936б. К познанию геологического строения восточного побережья полуострова Камчатки между р. Камчаткой и р. Карагой. Тр. НГРИ, серия А, вып. 82.

Двали М. Ф. 1939. Геологическое пересечение Камчатского Срединного хребта через Красную Сопку. Тр. НГРИ, серия А, вып. 122.

Двали М. Ф. 1955. Геологическое строение и нефтеносность Восточной Камчатки. Тр. ВНИГРИ, спец. серия, вып. 16.

Двали М. Ф. 1957а. Геологическое строение Паланского района (западное побережье полуострова Камчатки). В кн. «Геология Камчатки». Гостоптехиздат.

Двали М. Ф. 1957б. О работе I Всесоюзного совещания по геотермическим исследованиям в СССР. В сб. «Геология и геохимия», 1 (7). Гостоптехиздат.

Двали М. Ф. 1961. Граница третичного и четвертичного периодов на северо-востоке Азии. В кн. «Материалы Межведомств. совещ. по разраб. унифициров. стратигр. схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. Оха, 1959 г.». Гостоптехиздат.

Державин А. Н. 1915. Осенняя поездка на Курильское озеро. В кн. П. Ю. Шмидта «Работы зоологического отдела на Камчатке в 1908—1909 гг.», гл. XII. Камчатская экспедиция Рябушинского, зоол. отд., вып. 1.

Дитерихс Ф. М., Святловский А. Е. 1938. Петрографический очерк южных склонов вулкана Шивелуч. Тр. Петрогр. ин-та АН СССР, вып. 13.

Дитерихс Ф. М., Кулаков В. С., Святловский А. Е. 1948. Паразитические кратеры Ключевского вулкана, возникшие в 1932 г. Тр. Камчатск. вулканол. ст. АН СССР, вып. 2.

Дитмар К. 1901. Поездки и пребывание на Камчатке в 1851—1855 гг. Исторический отчет по путевым дневникам, ч. 1.

Добровольский И. Д. 1927. Проблемы развития производительных сил Охотско-Камчатского и Анадырско-Чукотского краев. «Советская Азия», № 4 (16).

Дорошин П. 1870. О некоторых вулканах, их извержениях в бывших американских владениях России. Зап. С.-петерб. мин. об-ва, 2 серия, ч. 5.

Друщиц Ю. Г. 1961. Новые данные по стратиграфии третичных отложений Паланского района Камчатки. В кн. «Материалы Межведомств. совещ. по разраб. унифициров. стратигр. схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. Оха, 1959 г.». Гостоптехиздат.

Дьяков Б. Ф. 1935. О меловых отложениях полуострова Камчатки. «Проблемы советской геологии», № 12.

Дьяков Б. Ф. 1936. Геологические исследования на западном берегу полуострова Камчатки. Тигильский район. Тр. НГРИ, серия А, вып. 83.

Дьяков Б. Ф. 1954. Геологическое строение и перспективы нефтеносности Камчатки. В кн. «Основные черты геологического строения и перспективы нефтеносности Восточной Сибири». Гостоптехиздат.

Дьяков Б. Ф. 1955. Геологическое строение и нефтеносность Западной Камчатки. Тр. ВНИГРИ, спец. серия, вып. 14. Гостоптехиздат.

Дьяков Б. Ф., Тимофеев Б. В. 1956. О возрасте метаморфических пород полуострова Камчатки. «Геол. сб. ВНИГРИ», № 2; Тр. ВНИГРИ, нов. серия, вып. 95.

Дьяков Б. Ф. 1957. Фациальный анализ третичных отложений и основные черты палеогеографии Тигильского района Западной Камчатки. В кн. «Геология Камчатки». Гостоптехиздат.

Дягилев Г. А., Трошин А. В. 1926. Оливиновые породы по восточному берегу Камчатки. В сб. «Материалы по геол. и полезн. ископ. Дальнего Востока», № 46.

Евсеев К. П. 1958. Палеогеновая и неогеновая системы полуострова Камчатки. В кн. «Геологическое строение СССР», т. 1. Госгеолтехиздат.

Егиазаров Б. Х., Русаков И. М. 1957. Геология и полезные ископаемые восточной и центральной частей Корякского хребта. Юбил. сб. НИИГА.

http://jurassic.ru/

Егиазаров Б. Х. 1959. Основные черты геологического строения северо-западных склонов центральной части Корякского хребта. «Информ. бюлл. НИИГА», вып. 14.

Егиазаров Б. Х., Закржевский Г. А. 1960а. Кайнозойский вулканизм восточной части Корякского нагорья. Тр. НИИГА, т. 114, вып. 14.

Егиазаров Б. Х., Русаков И. М. 1960б. Магматические циклы Корякского хребта и связанные с ними полезные ископаемые. В кн. «Материалы к I Всесоюз. конф. по геол. и металлоген. Тихоокеанск. рудн. пояса», вып. 1.

Еремеев В. П. 1957. Петрография и нерудные ископаемые южной части Срединного Камчатского хребта. Тр. Ин-та геол. рудн. м-ний, петрогр., минер. и геохимии АН СССР, вып. 17.

Ерохов В. Ф. 1960. Новые данные о возрасте неогеновых образований северо-восточной части острова Итурупа (Курильские острова). «Докл. АН СССР», т. 130, № 2.

Ефимов А. В. 1948. Из истории русских экспедиций на Тихом океане.

Жегалов Ю. В. 1959а. Стратиграфия верхнемеловых и третичных отложений полуострова Камчатки. В кн. «Тр. Межведомств. совещ. по разраб. унифициров. стратигр. схем Северо-Востока СССР, 1957 г.». Магадан.

Жегалов Ю. В. 1959б. Вулканизм и тектоника Командорских островов. В кн. «Проблемы вулканизма». Ереван.

Жегалов Ю. В. 1961. Стратиграфия третичных отложений Командорских островов. В кн. «Материалы Межведомств. совещ. по разраб. унифициров. стратигр. схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских о-вов. Оха, 1959 г.». Гостоптехиздат (ВНИГРИ).

Живаго А. В., Удинцев Г. Б. 1960. Современные проблемы геоморфологии дна океанов и морей. В сб. «Материалы II геоморф. совещ. АН СССР», Москва, 1959 г. «Изв. АН СССР, серия геогр», № 1.

Жузе А. П. и Сечкина Т. В. 1955. Диатомовые водоросли в отложениях Курило-Камчатской впадины. Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. 12.

Жузе А. П. 1957а. Диатомовые водоросли в донных осадках Берингова моря. Тр. Комисс. по изуч. четвертичн. периода АН СССР, т. 13.

Жузе А. П. 1957б. Диатомовые в поверхностном слое осадков Охотского моря. Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. 23.

Жузе А. П., Коренева Е. В. 1959. К палеогеографии Охотского моря. «Изв. АН СССР, серия геогр.», № 2.

Жузе А. П. 1960. Диатомовые в поверхностном слое осадков Берингова моря. Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. 32.

Жузе А. П. 1962. Стратиграфические и палеогеографические исследования в северо-западной части Тихого океана. Изд-во АН СССР.

Забелина М. М. 1934. Диатомовые водоросли третичных отложений восточного побережья Камчатки. Тр. НГРИ, серия А, вып. 48.

Заварицкий А. Н. 1931. Некоторые вулканические породы окрестностей Ключевской сопки на Камчатке. «Зап. Росс. минер. об-ва», ч. 60, вып. 2.

Заварицкий А. Н. 1932. Месторождение вулканических газов на Камчатке. «Природные газы», сб. 3.

Заварицкий А. Н. 1935а. Северная группа вулканов Камчатки. Тр. СОПС АН СССР, Камчатск. серия. вып. 1.

Заварицкий А. Н. 1935б. Вулкан Авача на Камчатке и его состояние летом 1931 г. Тр. ВНИГРИ, вып. 36.

Заварицкий А. Н. 1935в. 5 лет геологических исследований Камчатки. «Проблемы советской геологии», № 12.

Заварицкий А. Н. и Рейнеке В. И. 1935. Камчатка. В сб. «Природные газы СССР». Изд-во «Геологоразведка».

Заварицкий А. Н. 1937. Линейное расположение вулканов Камчатки. В кн. «Тезисы докладов XVII сессии междунар. геол. конгр.» ОНТИ.

Заварицкий А. Н. 1946а. Вулканическая зона Курильских островов. «Вестн. АН СССР», № 1.

Заварицкий А. Н. 1946б. Некоторые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях. «Изв. АН СССР, серия геол.», № 2.

Заварицкий А. Н. 1948. Об изучении движений земной коры на Камчатке. Тр. Совещ. по методам изуч. движений и деформаций земной коры. Изд-во АН СССР.

Заварицкий А. Н., Пийп Б. И., Горшков Г. С. 1954. Изучение вулканов Камчатки. Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 8.

Заварицкий А. Н. 1955. Вулканы Камчатки. Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 10.

Зверев С. М., Ковылин В. М., Удинцев Г. Б. 1960. Новые данные о тектонике северо-западной подводной возвышенности Тихого океана. «Докл. АН СССР», т. 135, № 6.

Зейлик Б. С. 1960. К петрологии древних метаморфических толщ Срединного хребта (Камчатка). «Зап. ВМО», 2 серия, ч. 89, вып. 1.

http://jurassic.ru/

Зейлик Б. С. 1961. Проявление неотектоники в ряде районов Центральной Камчатки. «Советская геология», № 11.

Зеленов К. К. 1958. О выносе растворенного железа в Охотское море гидротермами вулкана Эбеко (о. Парамушир). «Докл. АН СССР», т. 120, № 5.

Зеленов К. К. 1960а. Вынос растворенного алюминия термальными водами Курильской гряды и некоторые вопросы образования геосинклинальных месторождений бокситов. «Изв. АН СССР, серия геол.», № 3.

Зеленов К. К. 1960б. Перемещение и накопление железа и алюминия в вулканических областях Тихого океана. «Изв. АН СССР, серия геол.», № 8.

Зенкевич Л. А. 1956. Новейшие океанологические исследования северо-западной части Тихого океана. «Изв. АН СССР, серия геогр.», № 4.

Зенкович В. П. 1947. О современном опускании берегов Камчатки. «Природа», № 7.

Зенкович В. Н., Владимиров А. Г. 1950. Новейшие опускания берегов Западной Камчатки. «Докл. АН СССР, нов. серия», т. 27, № 4.

Зенкович В. П. 1953. Некоторые наблюдения по морфологии устьевых частей малых рек низменного побережья Камчатки. «Изв. Всесоюз. геогр. об-ва», т. 85, вып. 5.

Зенкович В. П. 1956. Некоторые закономерности развития берегов Западной Камчатки. Тр. Океаногр. комисс. АН СССР, т. 1.

Зенкович В. П. 1957. Рельеф дна северной части Охотского моря. Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. 22.

Иванов В. В. 1955. О происхождении Камчатских термальных вод. В кн. «Вопросы изучения курортологич. ресурсов СССР». Медгиз.

Иванов В. В. 1956. Гидротермы очагов современного вулканизма Камчатки и Курильских островов. Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 12.

Иванов В. В. 1957а. Современная гидротермальная деятельность вулкана Эбеко на острове Парамушире. «Геохимия», № 1.

Иванов В. В. 1957б. Современная гидротермальная деятельность в пределах Курило-Камчатской островной дуги и ее связь с явлениями вулканизма. В кн. «Тезисы докл. на XI Генеральн. ассамблее Междунар. геодез. и геофиз. совета междунар. ассоциации вулканологов».

Иванов В. В. 1957в. Вертикальная геохимическая зональность в районах действующих вулканов. «Бюлл. МОИП, отд. геол.», № 3.

Иванов В. В. 1958а. Основные закономерности формирования и распространения термальных вод Камчатки. В сб. «Молодой вулканизм СССР». Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 13.

Иванов В. В. 1958б. Основные стадии гидротермальной деятельности вулканов Камчатки и Курильских островов и связанные с ними типы термальных вод. «Геохимия», № 5.

Иванов В. В. 1960а. Условия образования и состав гидротерм областей современного вулканизма. В кн. «Проблемы гидрогеологии». Докл. к собр. Междунар. ассоц. гидрогеол. Госгеолтехиздат.

Иванов В. В. 1960б. О происхождении и классификации современных гидротерм. «Геохимия», № 5.

Иванов И. З. 1938а. Газы и температура фумарол Киргурич, Туйла и Биокось. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 3.

Иванов И. З. 1938б. Исследование газообразных продуктов побочных вулканов Ключевской сопки и Шивелуча. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 4.

Иванов И. З. 1940. Газы и возгоны Билюкая и Туйлы — побочных кратеров Ключевского вулкана. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 8.

Ивантишин М. Н. 1930. Результаты геологического обследования Усть-Камчатского буроугольного месторождения. «Научные новости Дальнего Востока». Владивосток.

Иваньков П. А. 1958. Оледенение Камчатки. «Изв. АН СССР, серия геогр.», № 2.

Ильин А. В. 1957. Новые данные о рельефе морского дна в районе Командорских островов. «Докл. АН СССР», т. 116, № 3.

Ильина А. П. 1936. Стратиграфия и фации третичных отложений западного побережья Камчатки. «Докл. АН СССР», т. 2, № 8.

Ильина А. П. 1939. Фауна гастропод из третичных отложений Западного побережья Камчатки. Тр. НГРИ, серия А, вып. 124.

Ильина А. П. 1961. Палеонтологическое обоснование стратиграфии неогена восточного побережья Камчатки (Кроноцкий район). В кн. «Материалы Межведомств. совещ. по разраб. унифициров. стратигр. схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. Оха, 1959 г.». Гостоптехиздат.

Ильченко И. Н., Байков А. И., Лукьянова З. Н. 1960. Типы медных месторождений Камчатки. В кн. «Материалы к I Всесоюз. конф. по геол. и металлоген. Тихоокеанск. рудн. пояса», вып. 1.

http://jurassic.ru/

Ионин А. С. 1959. Исследования по динамике и морфологии советских берегов Чукотского и Берингова морей. Тр. Океаногр. комисс. АН СССР, № 4.

Иохельсон В. И. 1930. Археологические исследования на Камчатке. «Изв. Русск. геогр. об-ва», т. 12, вып. 3—4.

Исаева А. Б. 1960а. Вольфрам в донных отложениях Охотского моря. «Докл. АН СССР», т. 131, № 2.

Исаева А. Б. 1960б. Молибден в осадках Охотского моря. «Докл. АН СССР», т. 131, № 3.

Кайгородцев Г. Г. 1954. Брекчии серпентинитов на западном берегу Северной Камчатки. В кн. «Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР», вып. 8.

Канаев В. Ф. 1959а. Подводный рельеф Курильской гряды. Тр. Океаногр. конф. АН СССР.

Канаев В. Ф. 1959б. Рельеф дна Кроноцкого залива. Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. 36.

Канаев В. Ф., Ларина Н. И. 1959в. Подводный рельеф Северо-Курильского района. Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. 36.

Канаев В. Ф. 1960. Геоморфологические наблюдения на Курильских островах. Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. 32.

Канаев В. Ф. 1961. Новые данные по геоморфологии и вертикальным движениям Курильской островной гряды. В сб. «Материалы Всесоюз. совещ. по изуч. четвертич. периода», т. 1. Изд-во АН СССР.

Каплин П. А., Ионин А. С. Некоторые особенности рельефа побережья Курило-Камчатской зоны в связи с проблемой цунами. «Бюлл. Совета по сейсмологии АН СССР», № 9.

Катушенок И. И. 1959. О месторождениях ванадистых титаномагнетитов на Курильских островах. Сообщ. СахКНИИ. Сиб. отд. АН СССР, вып. 7.

Кваша Л. Г. 1954. Исследование образцов возгонов с лавового потока и кратеров прорыва «Юбилейного» Ключевского вулкана. Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 8.

Келль Н. Г. 1928. Карта вулканов Камчатки. Изд. Русск. геогр. об-ва.

Кипарисова Л. Д. 1937. Фауна триасовых отложений Охотско-Колымского края и западного побережья Камчатки. В сб. «Материалы по изуч. Охотско-Колымского края, серия 1, геол. и геоморф.».

Кленов Е. П. 1961. Третичные отложения Тигильского р-на Западной Камчатки. В кн.: «Материалы Межведомст. совещ. по разраб. унифициров. стратигр. схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. Оха, 1959 г.». Гостоптехиздат.

Коган С. Д. 1955. О существовании глубинной фокальной поверхности на границе Тихого океана. «Докл. АН СССР», т. 101, № 1.

Колосов Д. М. 1952. Развитие Тихоокеанской древнеледниковой провинции СССР. «Изв. АН СССР», вып. 3.

Комаров В. Л. 1912. Путешествие по Камчатке в 1908—1909 гг. Камчатская экспедиция Ф. П. Рябушинского, ботанич. отд., вып. 1.

Комаров В. Л. 1930. Флора полуострова Камчатки, т. 3. Изд-во АН СССР.

Кондорская Н. В., Постоленко Г. А. 1958. Сейсмическая активность Курило-Камчатской области за 1954—1956 гг. «Изв. АН СССР, серия геофиз.», № 9.

Кондорская Н. В., Постоленко Г. А. 1959. Анализ наблюдений над землетрясениями Курило-Камчатской области. «Изв. АН СССР, серия геофиз.», № 10.

Кондорская Н. В. 1960а. Инструментальные данные о положении очагов и интенсивности Камчатских землетрясений мая—июня 1959 г. «Бюлл. Совета по сейсмологии АН СССР», № 11.

Кондорская Н. В., Тихонов В. И. 1960б. К вопросу о сейсмичности и тектонике Камчатки и северной части Курильской гряды. «Докл. АН СССР», т. 130, № 1.

Кондорская Н. В., Тараканов Р. З. 1961. Курило-Камчатские землетрясения. В кн. «Землетрясения в СССР». Изд-во АН СССР.

Конради С. А. 1911. Краткий предварительный отчет о работах партии геологического отдела Камчатской экспедиции Ф. П. Рябушинского 1909—1910 гг. СПб.

Конради С. А. и Келль Н. Г. 1925. Геологический отдел Камчатской экспедиции 1908—1910 гг. «Изв. Гос. геогр. об-ва», вып. 1.

Константинов М. М. 1959. К металлогении Тихоокеанского пояса. «Изв. АН СССР, серия геол.», № 7.

Коренева Е. В. 1957. Спорово-пыльцевой анализ донных отложений Охотского моря. Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. 22.

Корженевский Б. А. 1962. Некоторые новые данные по геологии северной части Срединного Камчатского хребта. «Докл. АН СССР», т. 142, № 5.

Коржинский Д. С. 1955. Проблемы петрографии магматических пород, связанные со сквозьмагматическими растворами и гранитизацией. В кн. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Тр. петрогр. совещ. АН СССР.

http://jurassic.ru/

Коржинский Д. С. 1961. Зависимость метаморфизма от глубинности вулканических формаций. В сб. «Гидротермальные процессы и минералообразование в областях активного вулканизма». Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 19.

Корсунская Г. В. 1947. Геоморфология островов Курильского архипелага. «Изв. Всесоюз. геогр. об-ва», т. 79. вып. 4.

Корсунская Г. В. 1948а. Вулканы южной группы Курильских островов «Изв. Всесоюз. геогр. об-ва», т. 80, вып. 4.

Корсунская Г. В. 1948б. Геоморфология южных островов Курильского архипелага. Тр. II Всесоюз. геогр. съезда, т. 2.

Корсунская Г. В. 1958. Курильская островная дуга (физико-географический очерк). Географгиз.

Кочеткова А. Д. 1958а. О находке *Venericardia planicosta* Lam. в палеогеновых отложениях бухты Чемурнаут (северо-западное побережье Камчатки). В сб. «Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР», вып. 12.

Кочеткова А. Д., Хайкина С. Л. 1958б. Фаунистическая и палинологическая характеристика верхнемиоцен-плиоценовых отложений, развитых в районе Рекинникской губы и на мысе Астрономическом. В сб. «Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР», вып. 12.

Кочеткова А. Д. 1959. Схема стратиграфии третичных отложений восточного побережья Пенжинской губы от мыса Астрономического до мыса Каягытьяканан. В кн.: «Тр. Межведомств. совещ. по разраб. унифициров. стратигр. схем Северо-Востока СССР, 1957 г.». Магадан.

Красный Л. И. 1956. Схема геолого-структурного районирования Охотского моря и окаймляющих его складчатых сооружений. «Докл. АН СССР», т. 107, № 1.

Крашенинников С. П. 1755. Описание земли Камчатки. Изд. АН, Спб.

Криштофович А. Н. 1932а. Геологический обзор стран Дальнего Востока. Геолразведиздат.

Криштофович А. Н. 1932б. Третично-четвертичная граница и ближайшие задачи изучения четвертичных отложений Дальнего Востока. Тр. Всесоюз. геол.-разв. объедин., вып. 225.

Криштофович А. Н. 1933. Следы погрузившейся суши в Японском море. «Природа», № 12.

Криштофович А. Н. 1934. Третичная флора залива Корфа на Камчатке. Описание растительных остатков, собранных в 1928 г. И. А. Преображенским. ГОНТИ.

Криштофович А. Н. 1937. О меловой флоре Охотского побережья и Северной Камчатки. В сб. «Материалы по изуч. Охотско-Колымского края, серия геол. и геоморф.», вып. 5.

Криштофович А. Н. 1946. К истории третичного периода Дальнего Востока. Материалы ВСЕГЕИ, общ. серия, сб. 7.

Криштофович А. Н. 1958. Ископаемая флора Пенжинской губы, оз. Тастах и хр. Рарыткин. Тр. Ботанич. ин-та АН СССР, палеоботаника, вып. 3.

Криштофович Л. В. 1936. Раковины из группы *Thyasira bisecta* (Conrad) из третичных отложений западного побережья Камчатки. Тр. НГРИ, серия А, вып. 88.

Криштофович Л. В. 1947. Стратиграфия и фауна Тигильской толщи западного побережья Камчатки. Тр. ВНИГРИ, нов. серия, вып. 23.

Криштофович Л. В., Ильина А. П. 1960. Биостратиграфия третичных отложений Западной Камчатки. «Бюлл. МОИП, отд. геол.», т. 35 (1).

Криштофович Л. В. 1961. Сопоставление третичных отложений северной части Тихоокеанского кольца кайнозойской складчатости. В кн. «Материалы Межведомств. совещ. по разраб. унифициров. стратигр. схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов, Оха, 1959 г.». Гостоптехиздат.

Кропоткин П. Н. и Шаталов Е. М. 1936. Очерк геологии Северо-Востока СССР. В сб. «Материалы по изуч. Охотско-Колымского края, серия 1, геол. и геоморф.», вып. 3.

Кропоткин П. Н., Херасков Н. И. 1937. Тектоника Северо-Востока Азии. В сб. «Междунар. геол. конгр., XVII сессия».

Кропоткин П. Н. 1959. Основные черты тектоники Камчатки, Корякского хребта, Курильских островов и ближайших частей Тихого океана и Охотского моря. Изд. АН СССР.

Кропоткин П. Н., Власов Г. М. 1960. Островные дуги и периферические складчатые области западной окраины Тихоокеанского пояса. В кн.: «Материалы к I Всесоюз. конф. по геол. и металлоген. Тихоокеанск. рудн. пояса», вып. 1.

Крохин Е. М. 1960. Является ли котловина Кроноцкого озера кальдерой? «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 29.

Кузнецов С. И. 1935. Микроорганизмы горячих ключей Камчатки. Тр. Ин-та микробиологии, вып. 4.

Кулаков В. С. 1934. Паразитные кратеры, возникшие в 1932 г. у подножия Ключевского вулкана на Камчатке. «Зап. Ленингр. горн. ин-та», т. 8.

Кулаков В. С. 1936а. Новое о вулканологии Камчатки. «Вестн. Дальневостфил. АН СССР», № 17.

http://jurassic.ru/

Кулаков В. С. 1936б. Гавайский тип вулканов на Камчатке. «Природа», № 10.

Кульжинская-Воронец Н. С. 1935. Находка меловой фауны на Камчатке. Тр. НГРИ, серия Б, вып. 51.

Кушев С. Л. и Ливеровский Ю. А. 1938. Основные моменты эволюции физико-географических условий Центральной Камчатской депрессии в четвертичный период. «Докл. АН СССР, нов. серия», т. 19, № 8.

Кушев С. Л., Ливеровский Ю. А. 1940. Геоморфологический очерк Центральной Камчатской депрессии. Тр. Ин-та физ. геогр. АН СССР, т. 32.

Кюенен Ф. Г. 1950. Индонезийские глубоководные депрессии. В сб. «Островные дуги». Изд. иностр. лит.

Лазаренко Н. И. 1940. Кроноцкий район и Богачевское месторождение нефти на восточном берегу полуострова Камчатки. «Разведка недр», № 4.

Лашков А. Н. 1948. К морфологии почв Южно-Курильских островов. «Изв. Всесоюз. геогр. об-ва», т. 80, № 1.

Лебедев В. Н. 1915. Озера юго-восточной Камчатки. Тр. зоол. отд. Камчатск. эксп. Ф. П. Рябушинского, т. 2.

Лебедев М. М., Бондаренко В. Н. 1962. К вопросу о возрасте и генезисе метаморфических пород Центральной Камчатки. «Советская геология», № 11.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. 1929. Краткая записка о задачах вулканологической экспедиции на Камчатку. «Бюлл. Тихоокеанск. ком. АН СССР», № 2.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. 1930. К петрографии Камчатки. «Докл. АН СССР, серия А», № 1.

Ливеровская Е. В. 1959. Стратиграфия и фауна верхнемеловых отложений восточного берега Пенжинской губы. Тр. ВНИГРИ, вып. 154, палеонтол. сб., № 2.

Ливеровский Ю. А. 1939. Четвертичные отложения Камчатки. (Автореферат). Тр. Сов. секции междунар. ассоц. по изуч. четвертич. периода, вып. 4.

Ливеровский Ю. А. 1940. Почвы Камчатки. В кн. «Камчатский сборник», № 1. Изд-во АН СССР.

Ливеровский Ю. А. 1959. Почвы равнин Камчатского полуострова. Изд-во АН СССР.

Линдберг Г. У. 1946. Геоморфология дна окраинных морей Восточной Азии и распространение пресноводных рыб. «Изв. Всесоюз. геогр. об-ва», № 3.

Линдберг Г. У. 1955. Четвертичный период в свете биогеографических данных. Изд-во АН СССР.

Линдберг Г. У. 1956. К четвертичной истории дальневосточных морей. «Докл. АН СССР», т. 3, № 2.

Липатов В. И. 1957. Схема стратиграфии средней части полуострова Говена и правобережья р. Култушной. В кн. «Материалы Межведомств. совещ. по разраб. унифициров. стратигр. схем Северо-Востока СССР». (Тезисы докладов и сообщений). Магадан.

Липшиц С. Ю., Ливеровский Ю. А. 1937. Почвенно-ботанические исследования и проблема сельского хозяйства в центральной части долины р. Камчатки. Тр. СОПС АН СССР, серия Камчатская вып. 4.

Лисицын А. П. и Удинцев Г. Б. 1953. О древних береговых линиях на дне моря. «Изв. АН СССР, серия геогр.», № 1.

Лисицын А. П. 1954. Грубообломочный материал в донных отложениях Охотского моря. Науч. результаты экспедиции на судне «Витязь», т. 3. Изд-во АН СССР.

Лисицын А. П. 1955а. Некоторые данные о распределении взвешенных частиц в водах Курило-Камчатской впадины. Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. 12.

Лисицын А. П. 1955б. Распределение органического углерода в осадках Берингова моря. «Докл. АН СССР», т. 203, № 2.

Лисицын А. П. 1955в. Распределение аутигенного кремнезема в донных отложениях западной части Берингова моря. «Докл. АН СССР», т. 103, № 3.

Лисицын А. П., Михальцев И. Е., Сысоев Н. Н., Удинцев Г. Б. 1957. Новые данные о мощности и условии залегания рыхлых отложений в северо-западной части Тихого океана. «Докл. АН СССР», т. 115, № 6.

Лисицын А. П. 1959. Донные отложения Берингова моря. Тр. ин-та океанологии АН СССР, т. 29.

Лымарев В. И. 1948. О морфологической эволюции острова Такетоми. «Докл. АН СССР, нов. серия», т. 62, № 1.

Лымарев В. И. 1955. Основные закономерности формирования берегов некоторых вулканических островов Курильской гряды. «Уч. зап. Алма-Атинск. пед. ин-та», т. 7.

Любимова Е. Л. 1940. Некоторые данные о болотах западного побережья Камчатки. «Камчатский сборник», т. 1. Изд-во АН СССР.

Любимова Е. Л. 1961. Камчатка. Физико-географический очерк. Географгиз.

Магакьян И. Г. 1959. О двух рудных зонах в Армении. «Советская геология», № 7.

http://jurassic.ru/

Макаров Ю. В. 1959. По поводу статьи Б. М. Штемпеля «Возраст конгломератов метаморфической толщи Срединного Камчатского хребта». «Докл. АН СССР», т. 114, № 5. «Изв. АН СССР, серия геол.», № 9.

Малых М. И. 1958. Современное оледенение Корякской горной системы. «Изв. Всесоюз. геогр. об-ва», т. 90, вып. 6.

Маренина Т. Ю. 1952. История образования и извержения вулкана Хангар (Камчатский хребет). (Автореф. канд. дисс.). Ленингр. гос. ун-т.

Маренина Т. Ю. 1956. Геолого-петрографический очерк Мутновского вулкана. Тр. Лабор вулканол. АН СССР, вып. 12.

Маренина Т. Ю. 1957. Вулкан Дзензур. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 26.

Маренина Т. Ю. 1959. Вулкан Хангар в Срединном хребте Камчатки. В сб. «Вулканизм Камчатки и Курильских островов». Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 17.

Маренина Т. Ю. 1969. Вулкан Опала на Камчатке. Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 18.

Маркин Н. М., Миронов К. Н. 1956. Стратиграфия и фации палеогенмиоценовых отложений северо-западного побережья Камчатки, Тигильского района. В сб. «Авторефераты научных трудов ВНИГРИ», вып. 17.

Маркин Н. М. 1957а. Геологические исследования восточного побережья Пенжинской губы. В сб. «Геология Камчатки». Тр. ВНИГРИ, вып. 102.

Маркин Н. М. 1957б. Третичные отложения восточного побережья Пенжинской губы. В сб. «Геология Камчатки». Тр. ВНИГРИ, вып. 102.

Маркин Н. М. 1961а. Стратиграфия третичных отложений Западного побережья Камчатки. В кн. «Материалы Межведомств. совещ. по разраб. стратигр. унифициров. схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. Оха, 1959 г.». Гостоптехиздат.

Маркин Н. М. 1961б. Перспективы нефтеносности Западного побережья Камчатки. В кн. «Сырьевые ресурсы Камчатской области». Изд-во АН СССР.

Марков А. К. 1958. Геологические условия, поиски и разведка некоторых вулканических месторождений самородной серы. «Зап. Ленингр. горн. ин-та», т. 38, вып. 2.

Мархинин Е. К. 1956а. Вулкан Менделеева и его состояние летом 1954 г. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 24.

Мархинин Е. К. 1956б. О приуроченности парогидротермальных проявлений на о. Кунашире к разрывным нарушениям. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 24.

Мархинин Е. К. 1957а. «Черепаховая» структура над современным лакколитом в кальдере вулкана Головнина. «Советская геология», сб. 61.

Мархинин Е. К. 1957б. Об энергии образования ювенильного вулканического пепла. «Докл. АН СССР», т. 116, № 5.

Мархинин Е. К. 1957в. Кварцево-оливиновый дацит с острова Кунашир. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 26.

Мархинин Е. К. 1958а. К истории развития вулканизма на Курильских островах. «Докл. АН СССР», т. 118, вып. 2.

Мархинин Е. К. 1958б. О количестве ювенильной воды, участвующей в вулканических взрывах. «Докл. АН СССР», т. 119, вып. 3.

Мархинин Е. К. 1959а. Вулканы острова Кунашир. В сб. «Вулканизм Камчатки и Курильских островов». Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 17.

Мархинин Е. К. 1959б. Выходы пара на острове Кунашир (горячий пляж). «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 28.

Мархинин Е. К., Поспелова Г. А. 1959в. Некоторые данные палеомагнитных исследований на Курильских островах. «Изв. АН СССР, серия геофиз.», № 10.

Мархинин Е. К. 1960а. Этапы развития вулканизма на Курильских островах. В кн. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Госгеолтехиздат.

Мархинин Е. К. 1960б. Извержение вулкана Заварицкого на острове Симушир осенью 1957 г. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 29.

Мархинин Е. К., Алыпова О. М. 1961. О статье Г. С. Горшкова «Некоторые вопросы теории вулканизма». «Изв. АН СССР, серия геол.», № 5.

Марченко А. Ф. 1961. Стратиграфия мезозойских отложений Камчатки. В кн. «Материалы Межведомств. совещ. по разраб. унифициров. стратигр. схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. Оха, 1959 г.». Гостоптехиздат.

Матвеенко В. Т. 1960. Очерк эндогенной металлогении Северо-Востока СССР. Тр. ВНИГРИ-I, геол. вып. 64. Магадан.

Мацумото Т. 1937. Взрыв Кучиноэрабу-Джима. Тезисы докл. на XVII сессии Междунар. геол. конгр.

Машковцев С. Ф. и Чурин П. В. 1931. Материалы к геологии и петрографии Северной Камчатки. Тр. ГГРУ, вып. 59.

Меннер В. В., Куликова В. Н. 1961. К вопросу о возможности детализации стратиграфии плиоценовых отложений Камчатки. В кн. «Материалы Межведомств.

http://jurassic.ru/

совещ. по разраб. унифициров. стратигр. схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. Оха, 1959 г.». Гостоптехиздат.

Меняйлов А. А. 1939а. Извержение вулкана Авача в 1938 г. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 6.

Меняйлов А. А. 1939б. Макросейсмические наблюдения в Ключевском районе в 1937—1938 гг. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 7.

Меняйлов А. А. 1946а. Цунами в Усть-Камчатском районе. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 12.

Меняйлов А. А. 1946б. Эвтакситовые лавы вулкана Шивелуч на Камчатке. В кн. «Академику Дмитрию Степановичу Белянкину». Изд. АН СССР.

Меняйлов А. А. 1947. Динамика и механизм извержений Ключевского вулкана в 1937—1938 гг. Тр. Лабор. вулканол. и Камчатск. вулканол. ст. АН СССР, вып. 4.

Меняйлов А. А., Набоко С. И. 1948. Потухшие вулканы Верхне-Еловского района Камчатки. Тр. Камчатск. вулканол. ст. АН СССР, вып. 2.

Меняйлов А. А. 1949а. Вулканы Харчинских гор. Тр. Лабор. вулканол. и Камчатск. вулканол. ст. АН СССР, вып. 6.

Меняйлов А. А., Набоко С. И., Табаков Н. Д., Башарина Л. А. 1949б. Извержение Шивелуча летом 1946 г. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 16.

Меняйлов А. А. 1955. Вулкан Шивелуч, его геологическое строение, состав и извержение. Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 9.

Мизеров А. В. 1938. Геоморфологические наблюдения по Западному побережью Камчатского полуострова. «Изв. Гос. геогр. об-ва», т. 69, вып. 2.

Мизеров А. В. 1952. Новая находка бивня мамонта (о. Култушное, Камчатка). «Природа», № 6.

Михайлов А. Ф. 1955. Ультраосновные породы восточного побережья Пенжинской губы и связь их с тектоническими структурами. В сб. «Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР», вып. 9.

Михайлов А. Ф. 1957. Третичные эффузивы восточного берега Пенжинской губы. Тр. Межведомств. совещ. по разраб. унифициров. стратигр. схем Северо-Востока СССР, 1957 г. Магадан.

Михайлов А. Ф. 1958а. К петрографической характеристике третичных эффузивов восточного берега Пенжинской губы. В сб. «Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР», вып. 12.

Михайлов А. Ф., Кочетова А. Д. 1958б. О триасовых отложениях Пенжинского кряжа. В сб. «Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР», вып. 12.

Михайлов А. Ф. 1961а. К познанию стратиграфии Корякско-Камчатской складчатой области. В кн. «Материалы Межведомств. совещ. по разраб. унифициров. стратигр. схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. Оха 1959 г.». Гостоптехиздат.

Михайлов А. Ф. 1961б. Палеозойские и средне-нижнемезозойские отложения Пенжинского кряжа. В кн. «Материалы Межведомств. совещ. по разраб. унифициров. схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. Оха, 1959 г.». Гостоптехиздат.

Мокроусов В. П., Толстихин О. Н. 1957. О тектонике южной Камчатки и Курильских островов. «Информ. бюлл. 5-го ГУ», № 2.

Мокроусов В. П., Толстихин О. Н. 1958а. Некоторые вопросы геологического строения и нефтеносности Южной Камчатки. «Советская геология», № 11.

Мокроусов В. П. 1958б. По поводу статьи Б. М. Штемпеля «Возраст конгломератов метаморфической толщи Срединного хребта Камчатки». «Информ. бюлл. 5-го ГУ», вып. 1.

Мокроусов В. П. 1959. Новые данные по стратиграфии метаморфических толщ южной части Срединного хребта полуострова Камчатки. «Зап. Ленингр. горн. ин-та», т. 35, вып. 2.

Мокроусов В. П. 1961а. Стратиграфия домеловых отложений Камчатки. В кн. «Материалы Межведомств. совещ. по разраб. унифициров. стратигр. схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. Оха, 1959». Гостоптехиздат.

Мокроусов В. П., Садовский Н. Д. 1961б. Основные данные по стратиграфии четвертичных отложений Камчатки. В кн. «Материалы Межведомств. совещ. по разраб. унифициров. стратигр. схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. Оха, 1959 г.». Гостоптехиздат.

Монахов Ф. И., Тараканов Р. З. 1955. Характеристика Курило-Камчатских землетрясений. «Изв. АН СССР, серия геофиз.», № 5.

Мороз И. Ф. 1959. Стратиграфия третичных отложений района бухты Подкатерной. В кн. «Тр. Межведомств. совещ. по разраб. унифициров. стратигр. схем Северо-Востока СССР, 1957 г. (Доклады)». Магадан.

Морозевич И. 1912. Месторождение самородной меди на Командорских островах. Тр. Геол. ком., нов. серия, вып. 72.

http://jurassic.ru/

Морозов А. И. 1938. Заметка о новой Камчатской горной породе. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 3.

Морозов А. И. 1940. Маршрутные пересечения Валагинского хребта по р. Кавыче. В кн. «Геол.-петрогр. исследов. и поиски полезн. ископ. в центре Камчатки». Тр. Камчатск. комплексн. эксп. 1936—1937 гг. СОПС АН СССР, серия Камчатская, вып. 1.

Муликовская Е. П. и Толстихин О. Н. 1958. О содержании германия в воде некоторых источников Камчатки. «Геохимия», № 4.

Муратов М. В. 1957. Проблема происхождения океанических впадин. «Бюлл. МОИП, отд. геол.», т. 32 (5).

Мурдмаа И. О. 1961. Современные морские осадки в районе вулканической зоны Курильских островов. В кн. «Современные осадки морей и океанов». Тр. совещ. 24—27 мая 1960 г. Изд-во АН СССР.

Набоко С. И. 1939. Газы и температура фумарол Туйлы в 1938 г. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 7.

Набоко С. И. 1941. О новом фтористом минерале, встречающемся в сублиматах Ключевского вулкана. «Докл. АН СССР, нов. серия», т. 33, № 2.

Набоко С. И. 1945 г. Об исследованиях сублиматов Ключевского вулкана. «Изв. АН СССР, серия геол.», № 1.

Набоко С. И. 1946. О воде и газообразных продуктах Билюкая. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 12.

Набоко С. И. 1947а. Продукты извержения Ключевского вулкана в 1937—1938 гг. Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 4.

Набоко С. И. 1947б. Извержение Билюкая — побочного кратера Ключевского вулкана в 1938 г. Тр. Лабор. вулканол. и Камчатск. вулканол. ст. АН СССР, вып. 5.

Набоко С. И. 1949. Новый побочный кратер Ключевского вулкана, прорвавшийся 23 октября 1946 г., «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 16.

Набоко С. И. 1953а. Состояние побочных кратеров Ключевской сопки в 1946—1948 гг. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 17.

Набоко С. И. 1953б. Лава Апахончича, побочного кратера Ключевского вулкана, образовавшегося в 1946 г. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 17.

Набоко С. И. 1953в. Возгоны вулкана Шивелуч. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 18.

Набоко С. И. 1954б. Вулкан Кихпиныч и его состояние в августе 1951 г. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 20.

Набоко С. И. 1954в. Паужетские гейзеры. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 22.

Набоко С. И. 1954г. Гидросольфатары Дикого Гребня. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 22.

Набоко С. И. 1954д. Вулкан Кошелева и его состояние летом 1953 г. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 13.

Набоко С. И., Шаврова И. И. 1954е. О пироксенах в лавах современных и недавних извержений некоторых Камчатских вулканов. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 23.

Набоко С. И. 1957а. Осаждение ярозитов из термальных вод Нижнеменделеевских источников. «Сб. Львовск. геол. об-ва», № 16.

Набоко С. И., Сильниченко В. Г. 1957б. Образование силикагеля на сольфатарах вулкана Головнина на острове Кунашир. «Геохимия», № 3.

Набоко С. И. 1957в. Случай газового фторметасоматоза при активном вулканизме. «Геохимия», № 5.

Набоко С. И., Рябчикина Е. П. 1957г. О составе некоторых конденсатов сольфатарных газов. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 26.

Набоко С. И. 1958а. Изменение пород в зонах активного вулканизма. В сб. «Молодой вулканизм СССР». Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 13.

Набоко С. И. 1958б. Об образовании озерной серы на вулкане Головнина. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 27.

Набоко С. И. 1958в. Образование мельниковита на сольфатарах вулкана Менделеева. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 27.

Набоко С. И. 1958 г. Образование глин при поствулканических процессах. В сб. «Материалы по геол., минер. и использов. глин в СССР». Изд-во АН СССР.

Набоко С. И. 1959а. Вулканические эксгаляции и продукты их реакций с породами. Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 16.

Набоко С. И., Сильниченко В. Г. 1959б. Образование сульфидов и сульфатов на вулкане Менделеева. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 28.

Набоко С. И. 1959в. Осаждение ярозита из кислой сульфатной воды Нижнеменделеевского минерального источника (о. Кунашир). Тр. минер. музея АН СССР, вып. 10.

Набоко С. И., Шаврова И. И. 1959г. Формирование современных гидротерм и метаморфизм растворов и пород. В кн. «Проблемы вулканизма». Ереван.

http://jurassic.ru/

Набоко С. И. 1960а. Четвертичный и современный вулканизм Камчатки и петрохимические особенности лав. В кн. «Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы». В сб. «Междунар. геол. конгресс, XXI сессия. Докл. сов. геол.». Изд-во АН СССР.

Набоко С. И., Сильниченко В. Г. 1960б. К вопросу о роли углекислого газа в поствулканических процессах. Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 18.

Набоко С. И., Сильниченко В. Г. 1960в. К вопросу о метаморфизме гидротермальных растворов и вулканогенных пород при их взаимодействии. Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 18.

Набоко С. И., Пийп Б. И. 1960. Современный вулканизм Камчатки и минералообразование. В кн. «Материалы к I Всесоюз. конф. по геол. и металлогении Тихоокеанск. рудн. пояса», вып. 1.

Набоко С. И. 1961. Современные гидротермальные процессы и метаморфизм вулканических пород. Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 19.

Набоко С. И. 1962а. Условия современного гидротермального метаморфизма вулканических пород. «Советская геология», № 1.

Набоко С. И. 1962б. Послемагматические процессы в областях активного вулканизма. (Автореф. докт. дисс.). Лабор. вулканол. АН СССР. Изд. ИГЕМ.

Нагао Т. 1939. Третичный орогенез в Хоккайдо (Япония). Тр. XVII сессии Междунар. геол. конгр., № 2.

Нейштадт М. И. 1936а. О некоторых вопросах, возникших в связи с изучением торфяников Камчатки. «Бюлл. МОИП, отд. биол.», т. 11.

Нейштадт М. И. 1936б. Торфяные болота Западной Камчатки. Тр. Центр. опытной ст. НКЗ РСФСР, т. 1.

Несвит Д. С., Плешаков И. Б. 1960. О флишевых гиероглифах и подводных оползнях в третичных отложениях Кроноцкого района восточного побережья Камчатки. В кн. «Геология и геохимия», вып. 3. (ВНИГРИ).

Нехорошев А. С. 1959. Гидротермальная деятельность района хребта Камбального на Южной Камчатке. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 28.

Николаев И. Г. 1945. Геологическое строение центральной части Корякского хребта. Тр. горно-геол. упр., вып. 19. Изд. Главсевморпути.

Никольский В. М. 1961. Стратиграфия Курильских островов. В кн. «Материалы Межведомств. совещ. по разраб. унифициров. стратигр. схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. Оха, 1959 г.» Гостоптехиздат.

Новограбленов П. Т. 1926. Извержение Авачинского вулкана в 1926 г. «Изв. Русск. геогр. об-ва», т. 58, вып. 2.

Новограбленов П. Т. 1929а. Среди гигантов (путешествие вокруг Ключевского вулкана в 1927 г.). «Изв. Русск. геогр. об-ва», т. 61, вып. 1.

Новограбленов П. Т. 1929б. Банные горячие ключи. «Изв. Русск. геогр. об-ва», т. 61, вып. 1.

Новограбленов П. Т. 1929в. Налычевские и Краеведческие горячие ключи на Камчатке. «Изв. Русск. геогр. об-ва», т. 61, вып. 2.

Новограбленов П. Т. 1930а. Извержение Горелого вулкана в 1920—1930 гг. «Изв. Русск. геогр. об-ва», т. 62, вып. 4.

Новограбленов П. Т. и Чирвинский П. Н. 1930б. Авачинский вулкан на Камчатке, его извержение в 1926 и 1927 гг. и петрографическая характеристика продуктов извержения. «Изв. Донск. политехн. ин-та», т. 14.

Новограбленов П. Т. 1931. Горячие ключи Камчатки. «Изв. Русск. геогр. об-ва», т. 63, вып. 5—6.

Новограбленов П. Т. 1932а. Каталог вулканов Камчатки. «Изв. Русск. геогр. об-ва», т. 14, вып. 1.

Новограбленов П. Т. 1932б. Извержение паразитного кратера Ключевского вулкана. «Вестн. Дальневост. фил. АН СССР», № 1—2.

Новограбленов П. Т. 1932в. Путешествие к вулкану Анаун в Срединном Камчатском хребте в 1929 г. Тр. Тихоокеанск. комисс. АН ССР, вып. 3.

Новограбленов П. Т. 1933а. Извержение паразитического кратера Ключевского вулкана. «Изв. Гос. геогр. об-ва», т. 65, вып. 1.

Новограбленов П. Т. 1933б. Извержение Пацана и Фаины на Камчатке. «Изв. Гос. геогр. об-ва», т. 65, вып. 5.

Обручев В. А. 1892. Очерк полуострова Камчатки по данным Карла Дитмара. «Изв. Вост-Сиб. отд. геогр. об-ва», т. 23, № 4.

Обручев В. А. 1931. Признаки ледникового периода в Северной и Центральной Азии. (Исторический очерк и сводка наличных данных). «Бюлл. Комисс. по изуч. четвертичн. периода», № 3.

Обручев В. А. 1946. История геологического исследования Сибири. Период пятый (1918—1940). Вып. 7. Изд. АН СССР.

Оводенко С. Д. 1913. Горные богатства Камчатской области. «Горные и золотопромышленные известия», № 6.

Огородов Н. В. 1962. Вулканический конус Южный Черпук. В сб. «Общие вопросы вулканизма». Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 21.

http://jurassic.ru/

Остроумов Э. А., Силина О. М. 1954. Ванадий в отложениях Охотского моря. Сб. работ экспедиции на экспедиц. судне «Витязь», т. 1. Изд. АН СССР.

Остроумов Э. А. 1955. Распределение марганца в донных отложениях Охотского моря. «Изв. АН СССР», вып. 5.

Остроумов Э. А. 1956. Распределение титана в отложениях Охотского моря. «Геохимия», № 1.

Остроумов Э. А. 1957. Соединения серы в донных отложениях Охотского моря. Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. 22.

Остроумов Э. А., Шилов В. И. 1958. Распределение сернистого железа и сероводорода в донных отложениях северо-западной части Тихого океана. Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. 27.

Палибин И. В. 1905. О растительных остатках с Командорских островов. «Зап. Импер. русск. минер. об-ва», 2 серия, ч. 42.

Палибин И. В. 1934. Материалы к доледниковой флоре Камчатки. Тр. НГРИ, серия А, вып. 29. «Палеоботанич. сб.», № 1.

Панов Д. Г. 1959а. О морфотектонике центральной части дна Тихого океана. «Докл. АН БССР», т. 3, № 2.

Панов Д. Г. 1959б. О древности Тихого океана. «Науч. докл. высш. шк. геол.-разв. науки», № 2.

Пасечник И. П. 1958. Сейсмические и воздушные волны, возникшие при извержении вулкана Безымянный 30 марта 1956 г. «Изв. АН СССР, серия геофиз.», № 9.

Пергамент М. А. 1959. О положении «тригониевой зоны» в меловых отложениях Дальнего Востока. Докл. АН СССР», т. 128, № 4.

Пергамент М. А. 1961. Стратиграфия верхнемеловых отложений северо-западной Камчатки (Пенжинский район). Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 39.

Петелин В. П. 1955. Рельеф дна и донные осадки в северо-западной части Тихого океана. Изд. ЮНЕСКО.

Петелин В. П. 1957. Минералогия песчано-алевритовых фракций осадков Охотского моря. Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. 22.

Петелин В. П. 1959. Донные осадки Кроноцкого залива. Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. 36.

Петелин В. П. 1961а. Гранулометрия и разнос терригенных минералов в Охотском море. В кн. «Современные осадки морей и океанов». Тр. совещ. 24—27 мая 1960 г. Изд-во АН СССР.

Петелин В. П. и Остроумов Э. А. 1961б. Геохимия донных осадков Охотского моря. В кн. «Современные осадки морей и океанов». Тр. совещ. 24—27 мая 1960 г. Изд-во АН СССР.

Пийп Б. И. 1937а. Термальные ключи Камчатки. СОПС АН СССР, серия Камчатск., вып. 2.

Пийп Б. И. 1937б. Маршрутные геологические наблюдения в районе рек Озерной, Голыгиной, Ходутки на Камчатке. Тр. Камчатск. комплексн. экспед. СОПС АН СССР.

Пийп Б. И. 1941а. Материалы по геологии и петрографии района рек Авачи, Рассошины, Гаванки и Налычевой на Камчатке. Тр. Камчатск. комплексн. экспед. СОПС АН СССР, 1936—1937 гг., вып. 2.

Пийп Б. И. 1941б. О силе извержения вулкана Ксудач в марте 1907 г. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 10.

Пийп Б. И. 1941в. Извержение вулкана Авача на Камчатке в 1938 г. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 10.

Пийп Б. И. 1946а. О раскаленных агломератовых потоках Авачи и о типе извержения этого вулкана. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 12.

Пийп Б. И. 1946б. Вулкан Кизимен. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 13.

Пийп Б. И. 1946в. Новый побочный кратер вулкана Толбачик. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 13.

Пийп Б. И. 1947. Маршрутные геологические наблюдения на юге Камчатки. Тр. Камчатск. вулканол. ст. АН СССР, вып. 3.

Пийп Б. И. 1954а. Извержения кратера Былинкиной. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 20.

Пийп Б. И. 1953. Извержение Авачинской сопки в 1945 г. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 17.

Пийп Б. И. 1954б. Вулкан Толбачик. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 20.

Пийп Б. И., Святловский А. Е. 1954в. Извержение пика Креницына в 1952 г. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 20.

Пийп Б. И. 1954 г. Образование нового побочного кратера Белянкина (Ключевской вулкан). «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 22.

Пийп Б. И. 1956. Ключевская сопка и ее извержения в 1944—1945 гг. и в прошлом. Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 11.

http://jurassic.ru/

Пийп. Б. И. 1958. Особенности извержений Ключевской сопки. В сб. «Молодой вулканизм СССР». Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 13.

Пийп Б. И., Иванов В. В., Святловский А. Е. 1959. Оценка ресурсов и перспективы использования термальных вод как источников тепла. Лабор. вулканол. и гидрогеол. проблем АН СССР.

Пийп Б. И., Иванов В. В., Аверьев В. В. 1961. Паужетские высокотермальные воды Камчатки как источник геотермической энергии. United Nations Conference on new Sources of Energ. E/CONF. 35/te/38.19 April 1.

Плешаков И. Б. 1938. Альпийская складчатость в Сахалино-Камчатской области. «Советская геология», № 6.

Плешаков И. Б. 1939. Третичные отложения Утхолокского района Западной Камчатки. Тр. НГРИ, серия А, вып. 123.

Плешаков И. Б., Несвит Д. С. 1958. Новые данные по геологии и нефтеносности Кроноцкого района восточного побережья Камчатки. «Геология и геохимия», № 2 (8).

Позднеев Д. 1909. Материалы по истории Северной Японии и ее отношений к материку Азии и России, т. 2.

Полевой Б. П. 1960. Григорий Шелехов «Колумб Российский». Магадан.

Полевой П. И. 1909. О природных условиях Петропавловской и Командорской областей. Изв. Геол. ком.

Полевой П. И. 1915. Анадырский край, ч. 1. Главнейшие результаты Анадырской экспедиции. Тр. Геол. ком., нов. серия, вып. 140.

Полевой П. И. 1929. Открытие меловых отложений на полуострове Камчатка. «Изв. Геол. ком.», т. 48, № 2.

Полонский А. 1871. Курилы. «Зап. Всесоюз. геогр. об-ва, отд. энтогр.», т. 4.

Попков В. Ф. 1946. Вулканическая деятельность Плоского Толбачика в 1940 г. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 12.

Попов Г. И. 1959. О положении эпицентров цунамигенных землетрясений Дальнего Востока. «Изв. АН СССР, серия геофиз.», № 8.

Попов Г. И. 1961. Об условиях образования цунами. «Бюлл. Совета по сейсмологии АН СССР», № 9.

Попов Ю. Н. 1945. Области сноса и седиментации в Верхояно-Колымской геосинклинали в пермской период. «Изв. АН СССР, серия геол.», № 13.

Попов Ю. Н. 1958. Тектонические особенности северо-востока Азии. «Советская геология», № 8.

Поспелова Г. А. 1960. Причины обратной намагниченности вулканогенных пород Армении и Курильских островов. «Изв. АН СССР, серия геофиз.», № 1.

Преображенский И. А. 1933. Месторождения бурого угля на западном берегу залива Корфа на Камчатке. ГОНТИ. Гос. науч.-техн. горно-геологонефтяное изд.

Пронина И. Г. 1957. Новый представитель десмостилид *Kronokotherium brevimaxillare* gen nov. sp. nov. из миоценовых отложений на Камчатке. «Докл. АН СССР», т. 117, № 2.

Прохоров К. В. 1962. Особенности эволюции магматических расплавов в ходе кристаллизации гибридных магм на примере третичных гранитоидов Камчатки. «Изв. АН СССР, серия геол.», № 8.

Прохоров К. В. 1962. О комагматичности третичных гранитоидов и эффузивов Камчатки. «Изв. АН СССР, серия геол.», № 10.

Прялухина А. Ф. 1961. Материалы по стратиграфии Южный Курильских островов. Тр. СахКНИИ, вып. 10.

Рабинович Ф. К. 1936. Верхнемеловые и третичные отложения Охотско-Колымского края. В сб. «Материалы по изуч. Охотско-Колымского края», вып. 7, серия 1.

Резанов И. А. 1960. О новейшей тектонике и сейсмичности Северо-Востока СССР. «Бюлл. Совета по сейсмологии АН СССР», № 10.

«Решения Межведомств. совещ. по разраб. унифициров. стратигр. схем для Северо-Востока СССР». 1959. Госгеолтехиздат.

«Решения Межведомств. совещ. по разраб. унифициров. стратигр. схем для Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов». 1961. Гостоптехиздат.

Ривош Л. А. 1963. О тектонике Камчатского полуострова и прилегающих к нему морских районов (по геофизическим данным). «Геология и геофизика», № 6. Изд. Сиб. отд. АН СССР.

Романкевич Е. А. 1959а. О составе и распределении растительных пигментов в отложениях северо-западной части Тихого океана и к востоку от Камчатки. «Докл. АН СССР», т. 124, № 6.

Романкевич Е. А. 1959б. Органическое вещество в осадках Кроноцкого залива. Тр. Ин-та океанографии АН СССР, т. 36.

Ротман В. К. 1959. Новые данные о геологическом строении района предполагаемого вулкана Левинсона-Лессинга на Камчатке. «Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 17.

Ротман В. К. 1960а. О неогеновых лахаровых отложениях Камчатки. «Докл. АН СССР», т. 134, № 4.

http://jurassic.ru/

Ротман В. К., Жегалов Ю. В. 1960б. Вулканогенные формации и эволюция вулканизма внутренней дуги Камчатки. В кн.: «Материалы к I Всесоюз. конф. по геол. и металлогении Тихоокеанск. рудн. пояса». Владивосток.

Ротман В. К. 1961. О некоторых особенностях геосинклинальных вулканогенно-осадочных формаций в свете современных данных. «Докл. АН СССР», т. 140, № 2.

Ротман В. К. 1961. О соотношении ирунейской и кирганикской свит Центральной Камчатки. В кн.: «Материалы Межведомств. совещ. по разраб. унифициров. стратигр. схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. Оха, 1959 г.». Гостоптехиздат.

Рудич Е. М. 1961. Основные закономерности тектонического развития Приморья, Сахалина и Японии как зоны перехода от континента к океану. (Автореф. канд. дисс.). ГИН АН СССР.

Русаков И. М., Егиазаров Б. Х. 1958. Стратиграфия докембрийских и палеозойских отложений восточной части Корякского хребта. Тр. НИИГА, т. 85, вып. 9.

Рыжков А. Н. 1960. Из истории открытия, исследования и освоения Сахалина и Курильских островов. Южно-Сахалинск.

Саватеев Д. Е. 1960а. Вулканические серные месторождения Камчатки и Курильских островов. В кн.: «Материалы к I Всесоюз. конф. по геол. и металлогении Тихоокеанск. рудн. пояса», вып. 1. Владивосток.

Саватеев Д. Е. 1960б. Авачинское месторождение пемзы. «Вопросы географии Дальнего Востока», сб. 4.

Саидова Х. М. 1960. Стратиграфия осадков и палеогеография северо-западной части Тихого океана и дальневосточных морей СССР по донным фораминиферам. В кн. «Морская геология». Изд-во АН СССР.

Сакс В. Н. 1948. Четвертичный период в Советской Арктике. Тр. Арктич. ин-та, т. 201.

Сарычев Г. А. 1952. Путешествие по северо-восточной части Сибири, Ледовитому морю и Восточному океану. Географгиз.

Саса Я. 1936. Геология и геоморфология о. Шикотан. Пер. с яп. Ж. «Геология», т. 39.

Святловский А. Е. 1954. О применении геоморфологии при исследовании вулканических областей. Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 8.

Святловский А. Е. 1955а. Цунами (морские волны при землетрясениях). Изд-во АН СССР.

Святловский А. Е. 1955б. Сейсмотектоника Камчатско-Курильской области. «Докл. АН СССР», т. 103, № 1.

Святловский А. Е. 1955в. Извержение вулкана Креницына. «Природа», № 1.

Святловский А. Е. 1956а. История новейшего вулканизма и образование рельефа в районе вулкана Бакенин. Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 12.

Святловский А. Е. 1956б. Южно-Быстринский хребет на Камчатке. Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 12.

Святловский А. Е. 1956в. Землетрясения и особенности тектонического строения Курило-Камчатской области. «Бюлл. Совета по сейсмологии АН СССР», № 2.

Святловский А. Е. 1957а. О возрасте вулканов различных тектонических зон Камчатки. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 26.

Святловский А. Е. 1957б. О вулкано-тектонике Ключевской группы вулканов на Камчатке. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 26.

Святловский А. Е. 1958а. Новейшие движения земной оболочки и вулканизм в районе Курило-Камчатской островной гряды. В сб. «Молодой вулканизм СССР». Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 13.

Святловский А. Е. 1958б. О генетической классификации вулканов Камчатки. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 27.

Святловский А. Е. 1959. Атлас вулканов СССР. Изд-во АН СССР.

Святловский А. Е. 1960а. Очерк гипербазитов Камчатки и их положение в тектонической структуре полуострова. «Советская геология», № 3.

Святловский А. Е. 1960б. Ичинский вулкан в Срединном Камчатском хребте. Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 18.

Святловский А. Е. 1961. Тектоника и четвертичный вулканизм Камчатки. (Автореф. докт. дисс.). Изд-во АН СССР.

Сдельникова М. В. 1953. Вулкан Узон (Камчатка). «География в школе», № 5.

Сельский Н. С. 1858. Огнедышащая гора на острове Шиашкотане. (Из путевого журнала). Зап.-Сиб. отд. ИРГО, кн. 5.

Семененко Н. П. 1954. Вулканизм Тихоокеанской островной дуги, окружающей Азиатский материк. Львовск. геол. об-во, «Геол. журн.», т. 1, вып. 4, изд-во АН УССР.

Сергеев М. А. 1934. Корякский национальный округ. Изд-во Ин-та народов Севера.

http://jurassic.ru/

Сергеев М. А. 1936. Народное хозяйство Камчатской области. Изд-во АН СССР.

Сергеев М. А. 1947. Курильские острова. ОГИЗ.

Серова М. Я. 1961. Микропалеонтологическое обоснование разреза третичных отложений Западного побережья Камчатки. В кн. «Материалы Межведомств. совещ. по разраб. унифициров. схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. Оха, 1959». Гостоптехиздат.

Сирин А. Н., Тимербаева К. М. 1956. Карымшинские горячие ключи. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 24.

Сирин А. Н., Тимербаева К. М. 1959. Извержения Корякского вулкана в начале 1957 г. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 28.

Сирин А. Н. 1960. Геоморфология и новейшая тектоника Паратунской долины на Камчатке. Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 18.

Скорняков П. И., Тупицын Н. В. 1936. Геоморфологический очерк Охотско-Колымского края, ч. 1. М.—Л., ОНТИ.

Слодкевич В. С. 1934. О книге И. П. Хоменко «О возрасте третичных отложений побережья залива Корфа». «Проблемы советской геологии», т. 2, вып. 5.

Слодкевич В. С. 1936. Стратиграфия и фауна третичных отложений западного побережья Камчатки, ч. 1. Тр. НГРИ, серия А, вып. 79.

Слодкевич В. С., Ильина А. П. 1937. К стратиграфии третичных отложений на западном побережье Камчатки в районе бухты Подкагерной. В сб. «Материалы по изуч. Охотско-Колымск. края», серия 1.

Слодкевич В. С. 1938. Третичные пелециподы Дальнего Востока, ч. 1 и 2. Палеонтология СССР, т. X, ч. 3, вып. 18 и 19. Изд-во АН СССР.

Слюнин Н. В. 1900. Охотско-Камчатский край. Спб.

Смехов Е. М. и Дьяков Б. Ф. 1940. О проявлениях альпийской складчатости на Сахалине и Камчатке. «Советская геология», № 11.

Сноу Г. Д. 1902. Курильская гряда. Зап. Об-ва изуч. Амурского края. т. 8, вып. 1. Владивосток.

Соболев Н. Д. 1940. Южно-Быстринский хребет на Камчатке. Тр. Камчатск. комплексн. экспедиции АН СССР 1936—1937 гг., вып. 1.

Соловьев А. И. 1945. Курильские острова. Изд-во Главсевморпути.

Соловьев О. Н. 1961. Аэромагнитная съемка по программе МГГ в зоне перехода от Азиатского материка к Тихоокеанской впадине в районе Курило-Камчатской островной дуги. Материалы науч. геофиз. конф. Гостоптехиздат.

Сперанская И. М. 1959. Меловой вулканизм Охотского пояса Северо-Востока СССР. В кн. «Проблемы вулканизма». Ереван.

Сперанская И. М. 1962. Кайнозойская формация платобазальтов северного побережья Охотского моря. «Геология и геофизика», № 2.

Стариков Г. Ф. и Дьяков П. Н. 1954. Леса полуострова Камчатки. Дальгиз, Хабаровск.

Старикова Н. Д. 1956. Органическое вещество жидкой фазы современных отложений Охотского моря. «Докл. АН СССР», т. 108, № 5.

Степанов В. Я. 1946. Ахомтенская неоинтрузия на Камчатке. В кн. «Академику Д. С. Белянкину. К 70-летию со дня рождения и 40-летию научной деятельности». Изд. АН СССР.

Стоценко А. В., Клименко А. Ф. 1960. Водные ресурсы Камчатки и возможности их использования. В сб. «Материалы по природным ресурсам Камчатки и Курильских островов». Дальневост. фил. СО АН СССР. Магадан.

Стырикович Б. В. 1958. Некоторые особенности формирования грунтовых вод Камчатки. «Информ. бюлл. 5-го ГУ», вып. 1.

Сузуки Д. 1937. Действующие вулканы Хоккайдо и Курильских островов. Тезисы докл. XVII сессии междунар. геол. конгр.

Сурнина Л. В. 1961. Химический состав газов, конденсатов и возгонов вулкана Эбеко. «Геология и геофизика», № 9.

Сысоев Н. Н., Михальцев И. Е., Удинцев Г. Б. [и др.]. 1960. Результаты сейсмо-акустических исследований строения земной коры в морях и океане. В сб. «Морская геология». Изд-во АН СССР.

Табаков Н. Д. 1953а. Исследование окиси углерода в газах вулкана Шивелуч в 1946—1947 гг. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 18.

Табаков Н. Д. 1953б. Наблюдение некоторых моментов извержения вулкана Шивелуч в 1946—1947 гг. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 18.

Татаринов М. 1784. Описание Курильских островов. Месяцеслов историч. и геогр. на 1785., ч. 6, Спб.

Тимербаева К. М. 1962. Экструзивные куполы вулкана Большая Удина. В сб. «Общие вопросы вулканизма». Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 21.

Тимофеев Б. В. 1955. Находки спор в кембрийских и докембрийских отложениях Восточной Сибири. «Докл. АН СССР», т. 105, № 3.

http://jurassic.ru/

Титов В. А. 1959. Стратиграфия меловых отложений Корякского нагорья. В кн. «Тр. Межведомств. совещ. по разраб. унифициров. стратигр. схем Северо-Востока СССР. 1957 г.». Магадан.

Титов В. А. 1961. Общие черты геологического строения и полезные ископаемые Корякского нагорья. Задачи дальнейших исследовательских работ. В кн. «Сырьевые ресурсы Камчатской области». Изд-во АН СССР.

Тихменев П. 1861. Историческое обозрение образования Российско-Американской компании и действия ее до настоящего времени, ч. 1. Спб.

Тихомиров В. В. 1958. В вопросу о развитии земной коры и природа гранитов. «Изв. АН СССР, серия геол.», № 8.

Тихонов В. И. 1959. Схема тектоники южной части полуострова Камчатки. «Докл. АН СССР», т. 127, № 1.

Тихонов В. И. 1960а. Тектоника Южной Камчатки по новым данным геологии, геофизики и батиметрии. «Бюлл. МОИП», т. 65, отд. геол., т. 35, вып. 3.

Тихонов В. И., Удинцев Г. Б. 1960б. К вопросу о связях между тектоникой Камчатки и рельефом подводных склонов. «Докл. АН СССР», т. 30, № 3.

Тихонов В. И., Кигай В. А. 1960в. Некоторые закономерности геологического строения вулканического конуса Шапочки на Камчатке. Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 18.

Тихонов В. И., Ривош Л. А. 1961а. Новые данные о тектоническом строении Южной Камчатки (по результатам геологических и аэромагнитных работ). «Изв. АН СССР, серия геол.», № 6.

Тихонов В. И. 1961б. Новые данные по стратиграфии третичных отложений Южно-Быстринского хребта Восточной Камчатки. В кн. «Материалы Межведомств. совещ. по разраб. унифициров. стратигр. схем. Оха, 1959 г.». Гостоптехиздат.

Товарова И. И. 1958. О выносе воднорастворимых веществ из пирокластики вулкана Безымянного. «Геохимияи», № 7.

Товарова И. И. 1960. Фумарбльная деятельность в кальдере Заварицкого. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 30.

Токарев П. И. 1958. О глубинной фокальной поверхности и связи землетрясений с рельефом в Курило-Камчатской зоне. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 27.

Токарев П. И. 1959. О связи вулканической и сейсмической активности в Курило-Камчатской зоне. В сб. «Вулканизм Камчатки и Курильских островов». Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 17.

Толстихин О. Н. 1956. О вулканических водах Камчатки. Информ. сб. ВСЕГЕИ.

Толстихин О. Н. 1957. Гидрогеологические особенности комплекса четвертичных эффузивов Камчатки и Курильских островов. Бюлл. Науч.-техн. информ. ВИМСа», № 5.

Толстихин О. Н. 1958. Термальные воды Камчатки и проблема их освоения. «Советская геология», № 2.

Толстихин О. Н. 1961. К вопросу о количестве ювенильной воды, выделяющейся при образовании эффузивных пород. «Геохимия», № 11.

Троицкий А. Н. 1937. О химической природе продуктов возгона «паразитных» кратеров Ключевского вулкана. «Изв. Гос. геогр. об-ва», т. 69, № 3.

Троицкий В. Д. 1947. Краткий геоморфологический очерк района Карымского вулкана. Тр. Камчатск. вулканол. ст. АН СССР, вып. 3.

Трошин А. Н., Дягилев Г. А. 1926. Оливиновые породы на восточном берегу Камчатки. Материалы по геол. и полезн. ископ. Дальнего Востока, № 46.

Тюшев В. В. 1906. По западному берегу Камчатки. «Изв. Русск. геогр. об-ва», т. 38, № 2.

Удинцев Г. Б. 1952. О некоторых морфологических признаках погруженных древних береговых линий. «Докл. АН СССР», т. 85, № 4.

Удинцев Г. Б. 1955а. Рельеф Курило-Камчатской впадины. Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. 12.

Удинцев Г. Б. 1955б. Происхождение рельефа дна Охотского моря. Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. 13.

Удинцев Г. Б. 1956. О рельефе Курило-Камчатской впадины. «Бюлл. Совета по сейсмологии АН СССР», № 2.

Удинцев Г. Б. 1957. Рельеф дна Охотского моря. Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. 22.

Удинцев Г. Б. 1960. Рельеф дна и тектоника западной части Тихого океана. В сб. «Морская геология». Изд-во АН СССР.

Удинцев Г. Б. 1961. Рельеф и тектоника дна дальневосточных морей и смежных районов Тихого океана. «Океанология», № 3.

Умбгров Д. 1952. Островные дуги. Сб. «Островные дуги». Изд. иностр. лит.

Успенская А. И. 1959. Поствулканические изменения пумпеллитсодержащих базальтов центральной части Корякского хребта. Тр. НИИГА, т. 102.

Устиев Е. К. 1949. Мезозойский и кайнозойский магматизм Северо-Востока СССР. В сб. «Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР», вып. 4.

http://jurassic.ru/

Устиев Е. К. 1959. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы. «Советская геология», № 3.

Устинова Т. И. 1946. Гейзеры на Камчатке. «Изв. Всесоюз. геогр. об-ва», № 4.

Устинова Т. И. 1947. Верхнесемячинские горячие источники. «Изв. Всесоюз. геогр. об-ва», т. 79, вып. 4.

Устинова Т. И. 1948б. Вулкан Кихпиныч. «Изв. Всесоюз. геогр. об-ва», т. 80, вып. 5.

Устинова Т. И. 1949. Камчатские гейзеры. Тр. Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР, т. 2.

Устинова Т. И., Крапивина С. С. 1951. Заповедные ключи на Камчатке. Тр. Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР, т. 10.

Устинова Т. И. 1954. Вулкан Гамчен. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 21.

Ушаков П. В. 1950. Абиссальная фауна Охотского моря. «Докл. АН СССР», т. 71, № 5.

Федотов С. А., Аверьянова В. Н., Багдасарова А. М., Кузин И. П., Тараканов Р. З. 1961. Некоторые результаты детального изучения сейсмичности Южных Курильских островов. «Изв. АН СССР, серия геофиз.», № 5.

«Физико-географический очерк Курильской гряды (Цисима Ретто)». 1943. Под ред. П. В. Ушакова.

Фирсов Л. В., 1962а. О позднемезозойских магматических фазах Северо-Востока СССР. «Докл. АН СССР», т. 142, № 6.

Фирсов Л. В. 1962б. Об абсолютном возрасте метаморфических пород Северо-Востока СССР и проявлениях повторного метаморфизма. «Докл. АН СССР», т. 143, № 1.

Флоренский К. П. 1958. К вопросу об изучении вулканических газов. Тр. лабор. вулканол. АН СССР, вып. 18.

Хабаков А. В. 1932. Об ископаемых радиоляриях из сланцев Северной Камчатки Тр. ВГРО НКТП СССР, т. 51, вып. 46.

Харкевич Д. С. 1937. Вулкан Левинсон-Лессинга. (Некоторые данные о вновь открытом потухшем вулкане на Камчатке). «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 2.

Харкевич Д. С. 1940а. Геолого-петрографические наблюдения в Ганальских Востряках. Тр. Камчатск. комплексн. эксп. АН СССР 1936—1937 гг., вып. 1.

Харкевич Д. С. 1940б. Изверженные породы Срединного Камчатского хребта (район Кирганик — р. Облуковина). В кн. «Геол-петрогр. исслед. и поиски полезн. ископ. в центре Камчатки». Тр. Камчатск. комплексн. эксп. АН СССР, 1936—1937 гг., вып. 1. СОПС АН СССР.

Харкевич Д. С. 1941. Геолого-петрографический очерк острова Карагинского. Тр. Камчатск. комплексн. эксп. АН СССР 1936—1937 гг., вып. 3.

Харкевич Д. С. 1946. К докайнозойскому вулканизму Камчатки. В кн. «Академику Д. С. Белянкину. К 70-летию со дня рождения». Изд-во АН СССР.

Харкевич Д. С. 1950. Общая сравнительная характеристика Верхоянско-Колымской и Камчатско-Корякской складчатых областей. Тр. Якутск. фил. АН СССР, сб. 1.

Харкевич Д. С. 1955. К проблеме классификации геосинклинальных областей. «Уч. зап. Кишеневск. ин-та, геол. сб.», № 1.

Хесс Г. Г. 1952. Основные структурные черты северо-западной части Тихого океана. Сб. «Островные дуги».

Хесс Г. Г. 1959. Геологические гипотезы и земная кора под океанами. К кн. «Строение земной коры по сейсмическим данным».

Хитаров Н. И. 1958. Задачи исследований в районах современного вулканизма в связи с вопросами глубинного рудообразования. В сб. «Молодой вулканизм СССР». Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 13.

Хоменко И. П. 1938. О возрасте третичных отложений побережий залива Корфа на Камчатке. Тр. Дальневост. ГРТ НКТИ СССР, вып. 287.

Христофоров В. С., Бибанов В. И., Жуковец А. М. [и др.]. 1960. Последствия землетрясения 4 мая 1959 г. в районе Петропавловска. «Бюлл. Совета по сейсмологии», № 11.

Чемеков Ю. Ф. 1957. О четвертичной истории Охотского моря. «Изв. Всесоюз. геогр. об-ва», т. 89, вып. 3.

Чемеков Ю. Ф. 1960. Древние оледенения Дальнего Востока. Материалы ВСЕГЕИ, нов. серия, материалы по геол. и геоморф. СССР, вып. 3.

Чемеков Ю. Ф. 1961. Четвертичные трансгрессии дальневосточных морей СССР и северной части Тихого океана. В сб. «Морские берега». Тр. Ин-та геол. АН СССР, т. 8.

Черемных Г. П. 1960. Землетрясение у берега Камчатки 4 мая 1959 г. «Бюлл. Совета по сейсмологии АН СССР», № 11.

Чернышева Р. Б. 1954. О вертикальных движениях берегов Камчатки. Тр. Ин-та океанологии АН СССР, № 10.

http://jurassic.ru/

Чубарова Р. В. 1960. Неолитические стоянки на острове Итуруп. «Советская археология», № 2.

Шаврова Н. Н. 1837. Определение радиоактивности газов побочных вулканов Ключевской сопки. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», вып. 2.

Шаврова Н. Н. 1955. О некоторых микроэлементах в лавах вулканов в Ключевской группе. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 22.

Шаврова Н. Н. 1958. Содержание радия и тория в лавах вулканов Семячинской группы. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 27.

Шелехов Г. И. 1793. Российского купца именитого рыльского гражданина Григория Шелехова первое странствование с 1783 по 1787 гг. Петропавловск.

Шипард Ф. 1951. Геология моря. Изд. иностр. лит.

Шмидт П. Ю. 1916. Работы зоологического отдела на Камчатке в 1908—1909 гг. Камчатск. эксп. Ф. Н. Рябушинского, зоол. отд., вып. 1.

Штейнбер Г. С., Ривош Л. А., Чирков А. М. 1962. Магнитная съемка в районе Авачинской группы вулканов Камчатки. «Геология и геофизика», № 2.

Штемпель Б. М. 1930. Геологоразведочные исследования в Кроноцком районе на Камчатке. Материалы по полезн. ископ. Дальнего Востока, № 57.

Штемпель Б. М. 1957. Возраст конгломератов метаморфической толщи Срединного хребта Камчатки. «Докл. АН СССР», т. 114, № 5.

Шульман П. К. 1940. Командорские острова. «Уч. зап. Ленингр. гос. пед. ин-та», т. 29.

Щедрина З. Т. 1953. К изучению фораминифер глубоководных отложений Охотского моря. «Докл. АН СССР, нов. серия», т. 90, № 2.

Щербаков А. В. 1937. Геологическое строение полуострова Камчатки по работам экспедиции АН СССР. Междунар. геол. конгр., XVII сессия (тезисы докладов).

Щербаков А. В. 1938. Два геологических пересечения полуострова Камчатки. Камчатск. комплексн. эксп. АН СССР 1934—1935 гг. Тр. СОПС АН СССР, серия Камчатск., вып. 5.

Щербаков А. В. 1940. Маршрутные геологич. исследования Срединного хребта. Тр. Камчатск. комплексн. эксп. АН СССР 1936—1937 гг., вып. 1.

Щербаков А. В. 1941а. Геологические исследования по маршруту с. Киртаник — с. Характырка. Тр. Камчатск. комплексн. эксп. АН СССР, 1936—1937 гг., вып. 3.

Щербаков А. В. 1941б. Маршрутные геологические исследования в Карагинском районе на Камчатке в 1937 г. Тр. Камчатск. комплексн. эксп. АН СССР в 1936—1937 гг., вып. 3.

Эрлих Э. Н. 1958. Восхождение на вулкан Ичинский. «Бюлл. вулканол. ст. АН СССР на Камчатке», № 27.

Эрлих Э. Н. 1959. Стратиграфия четвертичных вулканогенных толщ Срединного хребта Камчатки и некоторые вопросы эволюции вулканизма этого района. В кн. «Проблемы вулканизма». Ереван.

Эрлих Э. Н. 1960а. Об эволюции четвертичного вулканизма в зоне Срединного хребта Камчатки. «Изв. АН СССР, серия геол.», № 2.

Эрлих Э. Н. 1960б. Новейший вулканизм бассейна р. Тихой и вулкан Анаун на Камчатке. Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 18.

Эрман. 1925. Камчатка. (Поездка к вулкану Шивелуч и восхождение на него). Изд-во АН СССР.

Ястребов Е. В. 1953. Группа вулканов Большого Семячика. «Изв. Всесоюз. геогр. об-ва», т. 85, вып. 5.

Ярмолюк В. А. 1961. Полезные ископаемые Камчатки и пути их промышленного использования. В кн. «Сырьевые ресурсы Камчатской области». Материалы выездной сессии комисс. по проблемам Севера в 1957 г .Изд. АН СССР.

Яцковский А. И. 1957. Некоторые наблюдения в долине гейзеров на Камчатке «Вопросы географии Дальнего Востока», сб. 3.

Яцковский А. И. 1958. «Ледовая» фумарола на Ичинском вулкане. «Изв. Всесоюз. геогр. об-ва», т. 90, вып. 1, 1958.

Bergman S. 1926. Vulkane, Baren und Nomaden. Reisen und Ergebmisse im wilden Kamtschatka. Stuttgart.

Bogdanovitsch K. I. 1904. Geologische Skizze von Kamtschatka. Petermanns Mittelungen.

Ditmar R. 1856. Ein Pear erlanternde Worte zur geognostischen karte Kamtschatka. Berlin.

Ehara S. 1953. The Fossa Magna, the Shiahito and the Ogassawara salients. Journ. Geol. Soc. Japan, vol. 59, No 692.

Ehara S. 1954. Geotectonics of the Kurile Islands with reference to Hokkaido. Journ. Geol. Soc. Japan, vol. 60, No 701.

Erman A. 1840. Reise um die Erde durch Nord-Asien und die beiden Oceane in den Jahren 1828. 29 und 30. Bd. III. Berlin.

Gorshkov G. S. 1959. Kamchatka valley of Ten thousand smokes. Bull. Jap. Volcanol. Soc., Serie 2, vol. 2, No 2.

http://jurassic.ru/

Gorshkov G. S. 1959. Gigantic eruption of the Volcano Bezymianny. Bull. Vucanologique Ass. de Volc., Serie 2, vol. 20. Napoli.

Gorshkov G. S. 1960. Some results of seismometric investigations of the Kamchatka Volcanological Station. Bull. volcanol. Ass de Volc., vol. 23. Napoli.

Gubber A. 1932. Die Kurilen. Mitt. der geogr. ethnogr. Ges. Zurich.

Hirabajashi T. 1941. Some notes on the Chishima. Journ. geogr., vol. 53. No 630; vol. 53, No 632; vol. 54, No 640. Tokyo.

Hopkins D. M. 1959. Cenosoic history of the Berings land bridge. «Science», vol. 129, No 3362.

Hulten E. 1924. Eruption of Kamchatka volcano in 1907 and its atmospheric Consequences. Forhandli ugar, vol. 46. Stockholm.

Hulten E. 1933. Studies on the origin and distribution on the flora in the Kurile Islands. Stockholm.

Jshikawa T. 1895. Notes on the Kurile expedition. «Journ. Geology», vol. 7.

Jimbo K. 1894. Beitrage zur kenntniss der Fauna der Kreideformation von Hokkaido. Paleontolog. abhandlungen. Neue folge, Bd 11, Hft 3. Jena.

Kand D., Menard H. 1952. Earthguake near Kamchatka. «Nature», vol. 170, No 4335.

Katsui J Fossil Forest embedded in the Shikotan Pumice Fall Deposit. Hokkaido. (Пер. на японск. яз.) Journ. Geol. Soc. Japan, 64, No 755.

Kenzo Y. 1958. Alkalic Rocks of the Nemuro Peninsula with special reference to their Pillow Lavas (на японск. яз.). Сб. Jubille Publication in the Commemoration of Professor Jun. Suzuki. Пер. на англ. яз. Kinkiti Musya в журн. Suternational Geology Revieu, vol. 2, No 10, 1960.

Kondorskaya N. V. 1959. Some results of investigation of earthquakes from Kurile-Kamchatka zone. «Studia geophys. et geol.», No 4.

Kuno H. 1935. Petrology of Alaid volcano North. Kurile. Jap. Journ. Geol. Georg., vol. 12, No 3—4.

Leyden R., 1936. Stankuppen und verwandte Bildungen, ein Beitrag zur Sistematic auf genetischer Grundlage. Ztschr. vulkanol., No 4.

Menard H. W. 1956. Archipelagic aprons. Bulletin of the American association of petroleum geologists, vol. 40, No 9.

Milne J. 1879. A cruise among the volcanoes of the Kurile Islands. The Geological Magazine, new series decade II, vol. 6, No 8. London.

Milne J. 1880. The Kurile Islands. Geol. Mag., new ser., dec. II, vol. 7, No 4, London.

Minato M. Jagi K., Hunahashi M. 1956. Geotectonic Synthesis of the Grin Tuff Regions in Japan. Bull Earthquake Rev. Just., vol. 34, Pt. 3.

Moffit F. H. 1913. Geology of the Nome and Grand Central quadrangles Alaska. U. S. Geol. Surv. Bull., No 533.

Morozewicz I. 1925. Komandory. Studium geographiczno-pszvrodnicze. Warszawa.

Nakano T. 1956. The Transgression of Early Alluvual Age of Japan. Actes du IV Congress International du Quaternaire, t. 11.

Nemoto T. 1934. Preliminary notes on the geology of the Island of Urup, the Tisima (Kurile) Islands. Proe. of the 5-th Pan-Pacifik Ok. congr., vol. 3. Toronto.

Nemoto T. 1936. On some plutonic rocks from Kurile Islands with special reference to granodiorite from Etorohu. Journ. Geol. Soc. Japan, vol. XIII, No 508.

Nemoto T. 1958. Jgneous Activity in the Chishima (Kurile) Islands. Jubille publication in Commemoration of Professor Jun Suzuki Sixtieth Birthday.

Nomura S. 1933. Fossil Mollusca from the Island of Paramushiri Chishima (Kurile Islands). Jap. Journ. Geol. and Geogr., vol. 11, No 1—2.

Nozawa T., Hattori H., Hirokawa Q. Jki S. 1960. Plutonic and Hypabyssal rocks. Geology and Mineral Resources of Japan. Kawasaki.

Pallas P. S. 1783. Neue Beschreibung der Kurilischen Jnseln Neue Norddiche Beitrage, vol. 4, sp. 2.

Perrey A. 1864. Documents sur les tremblements de Terre et Les phenomenes volcaniques dans L'archipel des Kouriles et au Kamtschatka. Annales des sciences physiques et naturelles, d'agriculture et d'industrie de Lyon, 3 Serie, vol. 8.

Raitt R. W., Russell W., Shor G. G. 1959. The Pacific oceanic crust. «Preprints. Internat. Oceanogr. Congr.». Washington.

Rietz T. 1924. Contribution to the Petrography of Kamchatka. Forhandlinger, vol. 46. Stockholm.

Sasa Y. 1934a. A Preliminary Note on the Geology of the Island of Sicotan, Southern Tisima (South Kurile Islands). Proc. of the 5-th Pacific Sci. Congress, vol. 3, Toronto.

Sasa Y. 1934b. Geological Recognaissance in the Northern Tisima Islands (North Kurile Islands). Proc. of the 5-th Pacific Sci. Congress, vol. 3, Toronto.

Smith P. S. 1939. Areal Geology of Alaska. Washington.

http://jurassic.ru/

Snow H. J. 1897. Notes on the Kurile Islands. London.
Stauder William. 1960. Focal mechanism of three Kamchatka earthquakes. «Bull. Geol. Soc. America», vol. 71, No 12, part. 2.
Stejneger L. 1896. The russian fur — seal Islands. U. S. Commission of Fish Comm. Bullfor, Art. 1.
Steller G. W. 1774. Beschreibung von dem Lande Kamtschatka, dessen Einwohnern, deren Sitten, Nahmen, Lebensart und verschiedenen Gewohnneiten, Herausgegeben von. J. B. S. Frankfurt und Leipzig.
Susuki J. a. Sasa Y. 1933. Volkanic rocks of the Northern Jisima Islands (North Kurile Islands), Proc. 5-th Pacific Sc. Congr., vol. 3. Toronto.
Suzuki J., Sasa Y. 1934. Volcanic rocks of the Northern Tisima Islands (North Kurile Islands). Proceed. 5-th Pacif. Sci. Congress, vol. 3. Torondo.
Tanakodate H. 1931. Volcanic Astivity in Japan and Vicinity during the Period between 1924 and 1931. Japan Journ. of Astronomy and Geophysics, vol. 9, No 1.
Tokuda S. 1918. On the parallel arrangement of the volcanic chains in Chishima. «Journ. Geol. Soc.», vol. 25. Tokio.
Tokuda S. 1926. On the Fchelon Structure of the Japanese Archipelagoes. «Jap. Journ. Geol. and Geogr.», vol. 5, No 1—2.
White D. E. 1957a. Thermal waters of volcanic origin. Bulletin of the geological Society of America, vol. 68, No 12, part. 1.
White D. E. 1957b. Magmatic connate and metamorphic waters. Bulletin of the Geological Society of America, vol. 68, No 12, part. 2.
Williams H. 1941. Calderas and their origin. Bull. Dep. Geol. Sciens., vol. 25, No 6.
Willson S. H. 1955. Chemical Investigations Geotermal Stein for Power in New Zeeland. New Zeeland Departament of Scientific and Industrial Research. Bull. 117.
Udintzev G. V. 1959. Relief of the botton and questions of tectonics. Preprints Internat. Oceanogr. Congr. Washington.
Yokovama S. 1894. Reports of the Journey to the Kurile Islands. «Journ. Geol.», vol. 6.

http://jurassic.ru/

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

А

Авачинская депрессия 226
Академии наук подводная возвышенность 633
Алеутская подводная впадина 489, 673
Алеутская островная дуга 456, 458
Алеутская фаза складчатости 49, 210, 434, 637
Алехинские слои 537
Алнейская серия 169
Алхавито-Ваямский интрузивный массив 252
Альчинская синклиналь 294, 436
Аманинская свита (горизонт) 113
Амбонский антиклинорий 436, 441, 442
Анавгайская серия 156
Анавская антиклиналь 440
Андриановская свита (толща) 56
Астрономического Мыса свита 142
Ахомтенский интрузивный массив 264, 266

Б

Байковская свита 342
Барабская свита 155
Белесоватая толща 127
Белоголовская антиклиналь 440
Беломысская антиклиналь 140
Березовская свита 165
Берингия 465
Богачевская свита (серия, толща) 188, 190, 195
Большая Курильская вулканическая (островная) дуга 513, 624
Большерецкая впадина (депрессия) 50, 51, 104, 125, 436, 443
Большой Курильской дуги антиклинорий 682
Буяновская свита 656
Быстринская свита (Камчатка) 156, 179, 187
Быстринская свита (Курильские острова) 543, 549

В

Вактанская свита 156
Валижгенская зона ультрабазитов 289, 291
Васильевская свита 533
Ватынская серия 495
Вачкажец, интрузивный массив 269
Везувия, тип извержений 326
Верхнебогачевская свита 191
Ветловая свита 196
Вивентекская свита (горизонт) 118
Вивникская свита 181
Вилючинская свита 157, 161
Водопадская свита 659
Восточно-Азиатские островные дуги (складчатые) 46
Восточно-Камчатская структурно-фациальная зона 52, 399
Восточный Камчатский антиклинорий 50, 52, 177, 400
Восточно-Камчатский пояс гипербазитов 289
Восточный Камчатский прогиб (впадина, синклинорий) 53, 188, 400
Восточный вулканический пояс 50, 54, 443, 444, 510
Восточных полуостровов вулканическая область (антиклинальная зона) 50, 53, 400, 411
Воямпольская антиклинальная зона 436, 440
Воямпольская антиклиналь 17, 440
Воямпольская свита (серия, толща) 112, 137, 144
Вулканский тип извержений 326

Г

Гавайский тип извержений 326
Гавайского хребта подводное продолжение 397, 455
Гаванская антиклиналь 440
Гаванская свита 173
Гакхинская свита (толща) 116
Ганальская свита (толща) 75
Ганальский антиклинорий 76
Ганальский срединный массив (выступ) 50, 52
Голыгинский горизонт 132
Гольцовский интрузивный массив 263, 388
Горного ручья свита 208
Горячего пляжа свита 537
Горячих ключей свита 205
Гречищкина надвиг 408, 409

Д

Дербашевская свита 544, 551
Дерюгина подводная впадина 36, 451
Диана, экструзив 277
Докучаевская свита 532
Дроздовская свита 197

Е

Еловская свита (толща) 184

http://jurassic.ru/

Ж

Жиловая свита 118
Жупановская свита 195

З

Западная Камчатская равнина 467
Западно-Камчатская структурно-фациальная зона (прогиб) 50, 399, 435
Зеленовская свита 531

И

Иванова, свита 199
Ильинская свита 121
Ильпинская свита 179
Института океанологии подводная возвышенность 36, 633
Иргирнинская свита 146
Ирунейская серия 86
Итурупская серия 531, 537, 553
Ичинская свита 127

К

Кавранская серия (свита, толща) 121, 131, 185, 205
Кавранская структура 438
Кагнисинская свита 187
Какертская антиклиналь 440
Какертская свита 121, 122
Калаваямская синклиналь 294, 436, 441, 442
Каменская свита 658
Камчатская серия 56
Камчатская структурно-фациальная зона (мезозойских отложений) 85
Камчатская фаза складчатости 49, 434
Камчатского Мыса подводный хребет 456
Камчатско-Корякский антиклинорий 50, 170
Капаринская свита 533, 536
Катмайский тип извержений 326
Квахонская свита 58, 72
Кельменская толща 184
Кинкильского Мыса свита 135
Кинкильское поднятие 50, 51, 441
Кирганикский интрузивный комплекс 271, 272
Китылгинская толща 186
Киумшечекская свита 127
Кихчикская серия 81, 492
Ключевская свита 132
Ковачинская антиклинальная зона 436, 438
Ковачинская серия 110
Козыревская впадина (депрессия) 177
Колпаковская серия (толща) 56, 491
Колпаковский интрузивный массив 255
Кольская толща 56
Командорская серия 653
Константиновская толща 187
Корновская свита 111
Крапивнинская свита 156, 157, 177
Кроноцкая серия (свита) 188
Кроноцкий вулканический массив 412
Кроноцкого полуострова подводный хребет 456
Крутогоровская свита 129
Крутогоровская синклиналь 419
Куйбышевская свита 537, 538
Кулувенская свита 119
Кумроч, свита (толща) 97
Кунаширская свита 532
Курило-Камчатская вулканическая дуга (зона) 396, 609
Курило-Камчатская океаническая впадина 10, 46, 456, 457, 489, 510, 518, 610, 630.
Курильская серия (толща) 127, 132
Курильская фаза складчатости 49, 210, 434
Куюльский интрузивный массив 290

Л

Ларамийская (камчатская) складчатость 210, 495
Лесновская серия 82
Лесновское поднятие 88, 422, 441
Ликланская свита 136
Литке пролива депрессия 177
Ловцовская свита 537
Лухлинская подсерия (толща) 117
Лухлинская антиклиналь 440

М

Макарова желоб, подводная впадина 630, 682
Малая Курильская дуга 513, 624, 630, 633
Малкинская серия (толща) 68
Малко-Петропавловская зона дислокаций 429, 456, 461
Малокурильская свита 527
Маметчинская зона ультрабазитов 289
Матакотанская свита 527, 528
Мыса Дальнего свита 136

Н

Налычевская впадина 365
Напанская свита 108
Напанский выступ (меловых пород) 291
Напанский горизонт 107
Начикинская депрессия («грабен») 52
Начикинская свита 167
Начикинского Зеркальца горы интрузивный массив 265
Неогеновая зона вторичных кварцитов 18
Нерпичьего озера депрессия (впадина) 412
Нижнебогачевская свита 191
Ниппонская геосинклиналь 396

О

Облуковинская свита 131
Обручева подводная возвышенность 458, 490
Озерновская впадина 177, 183, 406
Озерновская толща 135
Озерновский интрузивный массив 271
Океанская свита 543, 549, 551
Округлого Мыса свита 543, 550
Оленинская свита 199, 203
Ольгинская свита 199
Ольховская свита 156
Олюторская впадина 177
Олюторский (Ширшова) подводный хребет (возвышенность) 36, 397, 455, 489

http://jurassic.ru/

Омгоно-Хайрюзовская антиклинальная зона 436
Омгонская антиклиналь 438
Омгонская толща 82
Осенней реки свита 543, 545
Охотия (Охотская суша) 467
Охотская платформа (массив) 419, 450, 455
Охотская свита 537
Охотская фаза складчатости 435

П

Паклаваямский массив ультрабазитов 290
Паланская впадина 50, 51, 134, 436, 441
Паланский горизонт 86
Паланское поднятие 104
Палео-Берингов пролив 503
Парамуширская свита 544, 551
Парапольская впадина 50, 51, 436, 441
Паратунская свита 157, 162
Парусная свита 543, 547
Паужетская свита 132
Пелейский тип извержений 326
Пенжинская впадина 10
Пенжинская (Омогонская) структурно-фациальная зона (меловых отложений) 83
Пенсантайнская толща 87
Промежуточного Мыса свита 198
Плинианский тип извержений 326
Понтонейская зона ультрабазитов 289, 290
Поросу свита 547
Пржевальского Мыса свита 543, 546
Приохотские геосинклинали 454
Приохотские складчатые области 450
Пусторецкая впадина 253

Р

Ракитинская толща (свита) 206
Разлом р. Палана — р. Панкара 422
Рассошинская антиклиналь 440
Россошинская подсерия 113
Рыбаковская свита 543, 544

С

Сахалинская фаза складчатости 49, 210, 434
Сен-Венсент тип вулкана 603
Снатольская свита (горизонт) 107
Срединный Камчатский массив древних пород 46, 50, 52, 154, 417
Срединный вулканический пояс 50, 54, 443, 444
Среднепарамуширская серия 531, 532, 553
Стеновая свита 68
Столбовская свита 198
Стопольниковская свита 73
Стромболианский тип извержений 326
Судовская свита 208
Суфриера тип извержений 326
Сходнинская свита 199, 202

Т

Тайгоносная зона ультрабазитов 289
Таловская зона ультрабазитов 289, 290
Таловская (Таловая) свита 199, 200
Таловско-Майнский антиклинорий 455
Татарская фаза складчатости 435
Тигильская серия (толща) 135
Тигильское поднятие 50, 436
Тинро, подводная впадина 36, 451, 489
Токотанская свита 537
Толстого Мыса свита 653, 655
Точилинская антиклиналь 17, 116, 440
Точилинская свита 110
Тюшевская толща (серия, свита) 188
Тюшевский прогиб (синклинорий) 50, 53, 198, 400

У

Увучинская свита (горизонт) 107
Усть-Камчатская депрессия 199
Усть-Камчатская свита 188
Утесная серия 531, 543, 553
Утхолокская свита (горизонт) 118
Урупская свита 535

Ф

Ферсмана Мыса интрузивный массив 575

Х

Хайрюзовская антиклиналь 436
Хайрюзовский антиклинорий 438
Хамадинская свита 533
Хангарский интрузивный массив 255
Хавывенская свита 55
Хавывенский выступ древних пород (срединный массив) 50, 54
Хейванская свита 58, 77
Хейванский интрузивный массив 257
Хозгонская свита 90
Хомутинская свита 129
Хромовская антиклиналь 17, 440
Хромовская антиклинальная зона 436, 440
Хулгунская свита (толща, горизонт) 107
Хулгунский горизонт 107
Хулгун хребта антиклиналь 438

Ц

Центрально-Охотский срединный массив 453
Центральная Камчатская депрессия (впадина) 10, 18, 406, 484
Центрально-Камчатская структурно-фациальная (вулканическая) зона 50, 51, 155, 169, 399, 416, 420
Центрально-Камчатский глубинный разлом 420
Центрально-Курильская впадина 630
Центральный Камчатский прогиб (синклинорий) 53, 169, 177, 400, 405

http://jurassic.ru/

Центральный массив гипербазитов (о. Карагинский) 239
Цубой, толща 531

Ч

Чемпуринская свита
Чемурнаутская антиклиналь 140, 156
Чернореченская синклиналь 437

Ш

Шелихова желоб (подводная впадина) 489
Шикотанская серия 526
Шипунская свита 195
Шипунского полуострова подводный хребет 456
Шипунский интрузивный массив 244
Ширшова подводный хребет — см. Олюторский 411
Шихтинская свита 58
Шумновская свита 533

Щ

Щапинский грабен 199
Щековская свита 97

Э

Энемтенская свита 105
Энычайваямский антиклинорий 424
Энычайваямский интрузивный массив 290
Эрмановская свита (серия, толща, горизонт) 121, 124, 187, 208
Энты тип извержений 326
Этолонская свита (горизонт) 121, 123
Этолонская синклинальная зона 440

Ю

Южно-Камчатский антиклинорий 50, 51, 460
Южно-Охотская впадина 36, 451, 490, 630
Южный массив гипербазитов (о. Карагинский) 240
Юкония 456
Юрловская свита 536
Юрчик горы интрузивный массив 270

http://jurassic.ru/

УКАЗАТЕЛЬ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ НАЗВАНИЙ

А

Аак, вулкан 319
Авача, р. 31, 32, 37
Авачинская губа (бухта, залив) 25, 478
Авачинский вулкан 33, 318, 331
Авось, вулкан 588
Адриановка, р. 197
Ажабачье, оз. 38, 403
Айнелькан, вулкан 306
Академии наук, вулкан 317
Академии наук, подводная возвышенность 36, 451
Акылливаям, р. 137
Алаид, вулкан 582
Алеутка, бухта 559
Алехино, сел. 525, 541
Алистор, р. 69
Алнгей, вулкан 306
Алней, вулкан 29, 169, 307
Алтын, р 97, 196, 403
Аманина, р. 104
Амбон, гора 84
Амбон, мыс 436
Амка-Усыр, кальдера 588
Анавгай, р. 156, 170
Анадырка, р. 136
Анапка, залив 177
Анапка, р. 29
Анапка, сел. 488
Анаун, вулкан 29, 307
Андриановка, р. 29, 31
Анегатан, вулкан 307
Антипина, вулкан 597
Анучина, остров 513
Анциферова, вулкан 519
Апапельские ключи 384
Апача, пос. 126
Арий камень, скала 648
Арик (Большой Средний Мыс), вулкан 319
Арсеньева, вулкан 585
Архангельского, вулкан 587
Асача, бухта 25, 27
Асача, вулкан 321
Асхава, р. 196
Астрономический Мыс 141
Асырминтар, вулкан 588
Атвинайваям, р. 149
Атласова, остров 513, 519
Атсонупури, вулкан 600
Африка, мыс 25, 27
Ахомтен, бухта 246, 472
Ахль, р. 296
Ахтанг, гора 161

Б

Бабушка, гора 443
Бабушкино, пос. 525
Бакенин, вулкан 38, 318
Банная, р. 79, 168
Бараба, гора 155
Бараний, ключ 193
Бараний пик, гора 33
Баранского, вулкан 599
Бархатная сопка, вулкан 276, 319
Безымянная, бухта 168
Безымянный, вулкан 33, 310, 330
Белая, р. 87, 182, 374
Белая Столбовая, р. 204
Белкино, пос. 526
Белоголовая, гора 34, 470
Белоголовая, р. 37, 83, 436
Белоголовое, сел. 120
Белянкина, вулкан 317
Берга, вулкан 597
Березова, р. 156
Березовка, р. 564
Березовый, двойной вулкан 317
Березовый Мыс, гора 87
Беринга, остров 646
Берутарубе, вулкан 600
Билибина, вулкан 585
Билюкай, кратер вулкана 310
Бирюзовое, оз. 563
Биокось, кратер вулкана 310
Бичевинская, бухта 415
Благовидова, р. 93
Ближняя Плоская, сопка 310
Бобровая, р. 664
Бобровые Камни, скалы 648, 669
Богатырь, хребет 519
Богачевка, р. 15
Богачевский, вулкан 315
Богдан Хмельницкий, вулкан 520, 599
Богдановича, вулкан 585
Богдановская, р. 158
Большая, гора (вулкан) 307, 441
Большая Быстрая, р. 37
Большая Зимина, вулкан 311
Большая Ипелька, вулкан (массив) 319
Большая Кимитина, р. 27
Большая Медвежья, бухта 276
Большая Моржовая, бухта 244
Большая Саранная, бухта 264, 432
Большая Сопка, гора 278
Большая Удина, вулкан 311
Большая Хапица, р. 31
Большая Чажма, р. 194
Большие щеки, ущелье 97

http://jurassic.ru/

Большое, оз. 38
Большой Вилюй, оз. 168
Большой, мыс 140
Большой Оммайваям, р. 142
Большой Паялпан, вулкан 29, 307, 477
Большой Семячик, вулкан 316
Большой Чекчебонай, вулкан 29, 139, 307
Борзова, вулкан 598
Брат Чирпоев, вулкан 597
Брат Чирпоев, остров 519
Броутона, вулкан (остров) 519, 595
Будули, гора 441
Буревестник, вулкан 600
Бурлящий, вулкан 316
Буссоль, пролив 513, 633
Буян, бухта 654
Буян, р. 656
Бушуева, р. 403
Былинкиной, кратер вулкана 310
Быстрая, р. (Курилы) 522
Быстрая Большая (Плотниковская) 35, 37
Быстрая Козыревская, р. 156, 170
Быстрая Хайрюзовская, р. 37, 170
Быстринский, хребет 29, 158

В

Ванселя, мыс 657
Вактан Ганальский, р. 158
Вактан Малкинский, р. 158
Валагинский, хребет 27, 31
Валентина, р. 202
Валентины, оз. 577
Васильева, мыс 342
Васильева полуостров 520
Вахвина, р. 98, 470
Вахиль, р. 401
Вачкажец, гора 269
Велолнык гора 142, 144
Веер, шлаковый конус 318
Вернадского, вулкан (Курилы) 585
Вернадского, хребет 520
Верхняя, р. 291
Вестник, бухта 488
Ветровой, вулкан 583
Верхотурова, скалистый островок 27
Вивентек, р. 118
Вилючик, вулкан 32, 319
Вилючинская, бухта 25, 27
Витязь, подводный хребет 513
Власова, шлаковый конус 584
Водопадная, р. 535
Водопадный, мыс 140
Водопадный, ручей 526, 669
Волчья, р. 97
Воровская, р. 55, 81, 417
Восточная котловина Охотского моря 455
Восточные, хребты 27, 52, 470
Восточный Бараний, вулкан 316
Восточный Экарма, вулкан 590
Воямполка, р. 104
Вторая р. 239
Вывенка, р. 35

Г

Гаванка, р. 115
Гаванская, гора 649
Гаванская, р. 648, 651
Гаванское, оз. (Командоры) 648
Гаврилова, вулкан 315
Гавриловская, бухта 657
Гакх, р. 114
Галинка, р. 522, 574
Гамчен, вулкан 315
Гамченская группа вулканов 447
Ганальский, хребет (Ганальские Востряки) 27, 30, 52, 470
Ганальский Яр, увал 35
Генералка, гора 35
Геткилнин, мыс 144
Гиляотыюн, хребет 291, 483
Гипилилянваям, ручей 148
Гладковская, бухта 669
Глинка, вершина 521
Глиняная, гора 268
Глубокое, оз. 38
Гнунваям, р. 244
Говена, полуостров 198, 401
Голенищева, хребет 241
Головнина, вулкан 601
Голыгинские, горы 477
Гольцовка, р. 261
Горелая, р. 269
Горелый, вулкан 38, 321
Горелый, хребет 475
Горного института, вулкан 306
Горячее, оз. 563
Горячий, мыс 580
Горячий пляж, пос. 540
Горящая сопка, вулкан 595
Грозный, хребет 604
Гротов, полуостров 144

Д

Дальний, мыс 25
Дальняя Плоская (Ушаковская), вулкан 310
Двор, вулкан 317
Дворец, мыс 667
Двухвершинная, гора 278
Двухюрточная, р. 475
Делякан, хребет 29
Десантный, вулкан 597
Дзензурский, вулкан 318
Дикий Гребень, вулкан 322
Дитмара (Пирог), вулкан 318
Добрая, р. (Курилы) 92, 241, 561
Доброе, пос. 525
Добрый Ключ, пос. 541
Докучаева, хребет 519, 521, 534, 624
Долинка, р. 196
Долиновка, с. 35, 37, 405
Дранка, р. 379
Дукук, р. 65, 251

Е

Евсейчиха, р. 60
Еловка, р. 35, 37
Еловка Матерая, р. 184

Ж

Желтовский, вулкан 32, 38
Жемчужная, р. 535
Жиловая, р. 475
Жировая, бухта (Камчатка) 162
Жировая, бухта (Командоры) 669
Жировая, р. 162, 472
Жупанка, р. 91

http://jurassic.ru/

Жупанова, р. 37, 401
Жупановские Востряки (Разваленный), вулкан 318, 477
Жупановский, вулкан 33, 318
Жупановский, лиман 38

З

Заварицкого, вулкан (Камчатка) 318
Заварицкого, вулкан (Курилы) 593
Западная котловина Охотского моря 457
Западно-Камчатская, равнина (низменность) 27
Заповедный (Комарова), вулкан 315
Заречный, вулкан 310
Зеленое, оз. 268
Зеленый, пос. 525
Зеленый, остров 525, 570
Зимина, вулкан 311
Золотая, р. 59
Золотой, пос. 525
Зубчатый, остров 27

И

Иван Грозный, вулкан 600
Иванова, вулкан 317
Иванова, р. 191
Ивановский, мыс 513
Ивао, гора (вулкан) 598
Ивашка, р. 178, 264
Ивулк, купола хребта (вулкан) 321
Извилистая, р. 196
Иканмикот, вулкан 593
Ильинский, вулкан 32
Ильпинский полуостров 90, 322
Ильчинец, р. 97, 243, 403
Илья Муромец, водопад 522
Института океанологии, подводная возвышенность 451
Иргирнинваям, р. 145
Ирина, гора 520
Ируней, гора 293
Ирунейский, хребет 51, 79
Итуруп, остров 513
Ича, р. 18, 27
Ичинский, вулкан 307

К

Кавкалтыктанский, хребет 29
Каврайского, гора (вулкан) 520, 598
Кавран, р. 115
Кагнисин, р. 165
Калаховаем, р. 178
Калгауч, р. 484
Калыгирь, р. 245
Камаквэем, р. 291
Камбальный, вулкан 322
Камбальный, залив 25
Камбальный, хребет 362
Каменистая, р. 245
Каменка, р. 649, 656
Каменные Ловушки, скалы (вулкан) 591
Каменный, мыс 242
Камень, вулкан 310
Камуй, вулкан 598
Камчатка, р. 38
Камчатский залив 25, 34, 53, 100, 414
Камчатский перешеек 274
Камчатского Мыса, полуостров 25, 100
Камчикуваям, р. 140
Капари, мыс 342
Карага, р. 30, 169
Карагинский, остров 27, 37, 404
Карлик, скала (вершина подводного вулкана) 591
Карпинского, вулкан 587
Карпинского, хребет 587
Карымский, вулкан 38, 317
Карымчина, р. 92
Касатка, залив 570
Касатка, пос. 525
Каска, гора 278
Кауктваям, р. 241
Кахтана, р. 104, 473
Кахтанинский, мыс 25
Кахэуваям, р. 182
Кашкан, р. 99
Каягытькаваям, р. 140
Каягытьканам, мыс 143
Квахона, р. 259
Квачина, бухта 25, 83
Квачина, р. 115, 436
Кебеней, вулкан 307
Кевенейтунуп, вулкан 306
Келля, вулкан 322
Келтик, оз. 38
Кельмень, р. 183, 406
Кенсол, р. 91
Кетепана, хребет 29, 441
Кетепана Малый, вулкан 307
Кетепана Большой, вулкан 307
Кетой, остров (вулкан) 513, 593
Кехкуй, р. 270
Кигичиванай, гора 278
Кижим, р. 270
Кизимен, вулкан 31, 315
Кимитина, р. 29, 170
Кинги, мыс 140
Кингивеем, р.
Кинкиль, р. 88, 142
Кинкильский, мыс 25
Кирганик, р. 29
Кирганик, пос. 35
Киргурич, кратер вулкана 310
Киргуроп, р. 78, 270
Китовая, р. 656
Китовый, пос. 525
Киумшечек, р. 128
Кихпиныч, вулкан 33, 316
Кихчик, р. 81
Ключевка, р. 167
Ключевская, группа вулканов 33, 35
Ключевской, вулкан (сопка) 33, 310, 326
Ключи, пос. 19
Ковавля, р. 156
Ковран, р. 122
Коврижка, гора 204
Козей, кратер вулкана 310
Козельский, вулкан 318
Козлова, мыс 27, 194, 412
Козыревский, хребет 29, 158
Козыревское, пос. 525
Козыревского, вулкан 585
Кекенен, р. 293
Кокырто, р. 298
Колокол (Уруппу-Фудзи), вулкан 598

http://jurassic.ru/

Колпаковка, р. 55
Колхозный, вулкан 315
Коль, р. 55, 73, 81
Кольцевое, оз. 522
Комарова, вулкан 315
Компанейский, пос. 525
Конради, вулкан 315
Консервный, пос. 525
Конус, остров 27
Копылье, р. 165, 170
Корабельная, бухта 654, 669
Корниловская, р. 98, 209
Корфа, залив 15, 35, 155, 488
Коряки, с.
Корякский, вулкан 33, 319
Корякское нагорье (хребет) 27, 155
Косой Камень, мыс 657
Котенок, мыс 669
Кохмагори, р. 522, 575
Кошелева, вулкан 322
Крабовский, пос. 525
Крайний, вулкан 317
Красный Откос, вулкан 306
Крашенинникова, вулкан (Камчатка) 585
Крашенинникова, вулкан (Курилы) 315
Крашенинникова, остров 27
Креницына, вулкан 588
Керук, р. 226
Криштофовича, хребет 520
Кроноцкая низменность 209
Кроноцкая, р. 38
Кроноцкий, вулкан (сопка) 315
Кроноцкий, залив 35
Кроноцкий, перешеек 408
Кроноцкий, полуостров 25, 53, 411
Кроноцкий, хребет 471
Кроноцкое, оз. 32, 38
Круглая, гора 34
Кругликово, пос. 541
Круглое, оз. 541
Крузенштерна, мыс 513, 575
Крузенштерна, пролив 518
Крутая, р. 191, 300
Крутогорова, р. 18, 29, 34
Крыжановского, вулкан 588
Ксудач (Штюбеля), вулкан 38, 321, 475
Кудрявый, вулкан 598
Кудряш, р. 258
Куйбышевка, р. 522
Куйбышево, пос. 525
Куйвиваям, р. 148
Кулакова, вулкан 316
Култучное, оз. 15, 34, 38
Кумроч, хребет 31, 34
Кунашир, остров 513
Кунтоминар, вулкан 589
Кунун, р. 291
Кунчекла, вулкан 314
Кунхток, вулкан 309
Кунхилок, р. 309
Курилка, р. 522, 561
Курильск, г. 10
Курильское, оз. 38, 128
Кусапок, гора 269, 309
Кутиная, р. 228
Кфиш, гора 296
Кыныпок, вулкан 309
Кыррагоунэй-Тунуп, хребет 29
Кэбенэй (Кавней), вулкан 29

Л

Лагерное, плато 628
Ладыгинское, оз. 39, 648
Лаучан, гора 476
Лебяжье, оз. 562
Левашова, вулкан 585
Левашова, мыс 522
Левашова, р. 562
Левая, р. 258, 475
Левая Ветловая, р.
Левая Воровская, р. 60
Левая Гаванка, р. 263
Левая Еловка, р. 183
Левая Колпаковка, р. 61, 427
Левая Пирожникова, р. 483
Левый Киранник, р. 94
Левинсона-Лессинга, вулкан 171, 308, 519, 585
Левинсона-Лессинга, хребет 520
Ленинградец, вулкан 307
Лесная, р. 522
Леутонгей, вулкан 307
Ливриваям, р. 140
Линвиренваям, р. 179
Лисинское, оз. 25, 27, 39
Лиственичная, р. 266
Лиственичное, оз. 38
Литке, пролив 35
Лобановская, бухта 670
Ловаты, р. 144
Ловцова, мыс 541
Ложитц, вулкан 309
Ломоносова, вулкан 586
Лопатка, мыс 25
Лопуховая, р. 522
Луговая, р. 522
Лунтос, р. 165, 275, 382
Лучек, гора 32
Лылагинваям, р. 178, 180
Львиная Пасть, залив 521, 606
Львиная Пасть, вулкан 560

М

Маимля, р. 183
Майн, р. 35
Маканруши, остров (вулкан) 588
Малая Зимина, вулкан 311
Малая Ипелька (Кичуа), вулкан 34, 321
Малая Конская, р. 239
Малая Медвежка, оз. 38
Малая Моржовая, бухта 244
Малая Саранная, р. 164, 432
Малая Удина, вулкан 311
Малая Хапица, р. 97
Малая Чажма, р. 191
Малка, пос. 44
Мало-Курильское, пос. 525, 568
Мальцевская, бухта 654
Мальцевская, р. 209
Малый, вулкан 315
Малый Семячик, вулкан 316
Малый Чекчебонай, вулкан 29, 139, 307
Маметчинский, залив 141
Маметчинский полуостров 140
Манджур, скалистый островок 27
Маркеловская, р. 241
Матвея, мыс 663
Матуа, остров 513

http://jurassic.ru/

Мачеха, вулкан 600
Машковцева, вулкан 323
Маяк, гора 551
Медвежий, вулкан 598
Медвежий, мыс 541
Медвежий, хребет 51, 472
Медвежка, р. 209
Медвежья, бухта 168
Медвежья, гора 307
Медный, остров 646, 648
Междусопочное, оз. 38
Межсопочный, вулкан 306
Менделеева, вулкан 601
Менделеева, мыс 580
Мечникова, мыс 534, 540, 572
Мильково, с. 233
Мильна, вулкан 595
Минчвентен (Красная), вулкан 307
Монастырь, вулкан 323
Монати, мыс 648, 653
Моржовый, скалистый островок 27
Морозова, гора 521
Морошечная, гора 34
Морошечная, р. 115, 485
Морошечное, с. 296
Морошечный, хребет 83
Мотонопури, вулкан 600
Мутная, р. 242
Мутновский, вулкан 32, 321

Н

Надежды, пролив 518
Наковальня, гора 648
Налычевское, оз. 38
Напана, р. 84, 137
Наседкина, вулкан 584
Начальный, ключ 166
Начикинская, гора 34
Начикинское Зеркальце, гора 264
Начилова, р. 126
Немо, вулкан 588
Неожиданный, вулкан 584
Непропуск, мыс 120, 121
Нерпичье, оз. 15, 34, 38, 242
Неудержимая, р. 575
Нигори, р. 574
Нижне-Камчатск, с. 37
Нижний Калаваям, р. 122
Низкий, мыс 27
Никольская, бухта, 660
Никольское, с. 651
Ноторо, гора 602
Ноттатей, мыс 142, 144
Ночка, пос. 526

О

Облуковина, р. 18, 30
Обручева, вулкан 306
Оветкотана, р. 89
Оганчи, перевал 165, 383
Однобокий, вулкан 317
Озерная, р. 17, 127, 403
Озерная Камчатка, р. 264
Озерновская Кирганикская, р. 156, 158
Озерной, залив 25, 207
Озерной, полуостров (Камчатка) 25, 32, 34, 241, 403
Океанская, р. 575
Округлый, мыс 550
Окыньчоваям, р. 138
Оленья, гора 239
Олгранваям, р. 179
Ольга, бухта 485
Ольга, мыс 412
Ольга, р. 193
Ольховая, р. 78
Олюторский, залив 241, 488
Олюторский, полуостров 411
Омгон, мыс 18
Онекотан, остров 513
Опала, вулкан 321
Опала, р. 321
Оранваям, р. 140
Орлиное, оз. 38
Орловка, вулкан 309
Оссора, р. 169
Островной, мыс 295
Острый, вулкан 29, 306
Острый Толбачик, вулкан 33, 311
Отдельная, гора 33
Отдельный, вулкан 601
Отрадное, пос. 527

П

Пакловаям (Внайроваям), р. 142
Палана, р. 30, 34
Панкара (Эмиваям), р. 89, 182
Панкован, хребет 29
Парамушир, остров 513
Парапольский, дол 27
Паратунка, р. 21, 162, 472
Паужетка, р. 21
Паужетские гидротермы, 45, 361
Пахитькуваям, р. 149
Пекульнейские, горы 289
Пенжина, р. 143
Пенжинская губа 25
Пеница, р. 61, 73
Пенсантайн, хребет 51, 87, 289, 472
Пенсепель, мыс 25, 472
Первая Явинская, р. 34
Первый Курильский, пролив 25, 513
Перевальный, ручей 245
Перевозная, р. 75
Песчанка, р. 664
Петра Шмидта, гора 520
Петра Шмидта, хребет 519, 520
Петрово, пос 525
Петропавловск-Камчатский, г. 10, 39
Пийпа, вулкан 315
Пик Креницина, вулкан 588
Пик Немо, вулкан 588
Пик Палласа, вулкан 593
Пик Прево, вулкан рис. 593
Пик Сарычева, вулкан 591
Платонич, р. 73, 129
Плоская, гора 239
Плоский Толбачик, вулкан 312
Плоско-Кругленький, вулкан 316
Плотникова, р. 35
Поворотная, р. 183
Подгорный, пос. 525
Подкагерная, р. 130
Покосная, р. 263
Половинная, р. 273
Половинный, ключ 119
Полонского, остров 570
Поперечная, р. 167
Попкова, вулкан 317
Поповский, мыс 655

http://jurassic.ru/

Попутная, вулкан 315
Порожистая, р. 90
Потат-Гытхын, оз. 404
Правая, р. 209
Правая Анава, р. 296
Правая Быстрая, р. 162
Правая Гаванка, р. 268
Правая Колпакова, р. 256
Правая Кварцевая, р. 78
Правая Лесная, р. 30
Правая Маимля, р. 239
Правая Сивцевская, р. 64
Правая Тарбеевская (Вершинная), вулкан 321
Правый (Тарбеевский), вулкан 318
Правый Кирганик, р. 160
Правый Кихчик, р. 58
Правый Толбачик, р. 237
Прасолова, мыс 534, 571
Пресное, оз. 168
Пржевальского, мыс 539
Прибрежный Северный, вулкан 317
Прибрежный Южный, вулкан 317
«Призрак», кальдера 322
Проблематичный, вулкан 317
Прошка, р. 159
Птичий, остров 27
Пустая, р. 35, 130, 442
Пухль, р. 115, 438
Пущино, с. 37
Пхын, гора 291
Пылгинский, хребет 52, 198, 404
Пылилваям, р. 140
Пымта, р. 29, 60, 470
Пятибратский, мыс 25

Р

Радуга, р. 97, 196, 403
Развальный, мыс 654
Райкоке, вулкан 519, 591
Ракитинская, р. 194
Раковая, бухта 15
Рассошина, р. 30, 437
Расшуа, остров (вулкан) 513, 519, 591
Ребро, мыс 25, 143
Ребунширн, вулкан 600
Рекинники, р. 29, 35
Рекинникская, губа (бухта) 25, 143, 488
Рекинникский, дол 27, 35
Рикорда, пролив 518
Ровный, остров 27
Рокко, бухта (залив) 560
Рудакова, вулкан 598
Рудный, мыс 245
Руруй, вулкан 521, 600
Русакова, р. 424
Рыбная, р. 522
Рыпонкича, остров 591
Рыцарь, гора 239
Рябиновка, пос. 535

С

Саконовалъ, гора 240
Санопадь, р. 91
Саранная, бухта 163, 168
Саранная, р. 485
Саранное, оз. 38, 648
Сахач (сопка Беленькая), вулкан 322
Свиные, горы 648, 659
Севергина (Харимкатан), вулкан 588
Северные Курильские, острова 463, 513
Северо-Курильск, г. 10, 525
Северянка, р. 558
Сево, оз. 38
Седанка, р. 30, 120
Седанка Жиловая, р. 484
Седанка Матерая, р. 484
Седло, гора 121
Семенова, мыс 27
Семячик, вулкан 38
Семячик, лиман 38
Серебрянка, р. 522, 540
Серноводск, пос. 534
Сибирцева, вершина вулкана 521
Сивучий, мыс 27, 127
Сивцевская, р. 59
Сидма, р. 129
Симушир, остров 513
Синарка, вулкан 589
Сирочан, р. 270
Скалистая, гора 32
Скалистый, пос. 525
Славная, р. 522
Славное, пос. 559, 570
Смежная, р. 241
Снатол, р. 104
Снеговой, вулкан 306
Снежный, вулкан 306
Сноу, вулкан 595
Соболиный, вулкан 317
Сокоч, р. 167
Солдатская, бухта 485
Соленые, ключи, 270
Сопочная, р. 18, 128
Сопочный, пос. 525, 563
Спокойный, мыс 541
Срединный, хребет, 10, 27, 470
Средние Курильские, острова 463, 513
Средний (Крестовская сопка), вулкан 310
Средний, ручей 162
Средняя Воровская, р. 60
Средняя Саранная, р. 164
Старичков, остров 27
Старогаванская, р. 659
Стейнигера, гора 649
Стеллера, гора 648
Стеновая, р. 76
Стокап, вулкан 600
Стол, гора 475
Столбовое, оз. 34
Столбовские, хребты 34, 193
Столовые, горы 648
Стопольниковская, р. 69
Сторож, оз. 38, 485
Сторож, р. 31, 97, 402
Степановая, р. 261, 418
Стратиковская, р. 60, 91
Стулик, гора 475
Ступенчатый бастион, вулкан 317
Суелич, купол вулкана 338
Сулковского, мыс 669
Сухарики, р. 160, 170
Сухой, вулкан 318

Т

Табуретка, гора 276
Таенская, р. 86
Такетоми, побочный кратер вулкана Алаид 605

http://jurassic.ru/

Таловка, р. 141
Тануингинан, бухта 140
Танфильева, остров 570
Тао-Русыр, кальдера 588
Татаринова, вулкан 586
Тауншиц, вулкан 33, 315
Тахколоч, р. 162
Тебенькова, вулкан 599
Терпук, вулкан 307
Тигиль, р. 37
Тигиль, с. 13
Тимоновская, р. 270
Тиранус, кратер вулкана 310
Титила, вулкан 307
Ткаправаям, р. 140, 147
Товарищеская Шайба, р. 649
Токинец (Низкий), хребет 203
Токотан, оз. 342
Толбачик, вулкан (см. Плоский Толбачик, Острый Толбачик) 331
Толбачинский, дол 480
Толмачева дола, вулканы 321
Толстый, мыс 653
Томари, гора 602
Томшанваям, р. 138
Тополовое, оз. 163
Топорков, остров 648
Трезубец, вулкан 597
Третья, р. 208
Третьякова, мыс 572
Третьяково, пос. 526
Три сестры, вулкан 598
Трофимовского, мыс 664
Туйла, кратер вулкана 406
Туманный, ключ 272
Тумрок, вулкан 315
Тумрок, хребет 27, 31, 191, 402, 447
Тумхан, р. 270
Тупик, ручей 142
Тупой, мыс 196
Тутхлитунуп, гора 29
Тухарка, р. 522
Тхонжа, гора 255
Тылеле, гора 29
Тыльель, р. 121
Тымлат, р. 89, 278
Тынуа, горы 29
Тэви, мыс 441
Тэви, р. 137
Тятина, р. 522, 540
Тятино, пос. 525
Тятя, вулкан 600

У

Угольная, бухта, 535
Угольная, р. 415
Угольный, ключ 166
Узон (Горящий Дол), вулкан 33, 37, 38, 316
Укинская, губа (бухта) 406, 485
Укинский, лиман 38
Унана, вулкан 315
Унэливаям, р. 142
Уратман, вулкан 593
Урбич, кальдера 600
Уруп, остров 513
Усердис, вулкан 321
Усть-Большерецк, пос. 44
Усть-Камчатск, пос. 14
Усть-Хайрюзово, пос. 39
Утка, р. 82, 126
Утудумиц, р. 165
Утхолок, р. 104, 294
Утхолокский, мыс 25, 115, 289
Ушишир, вулкан 591
Ушишир, остров 519

Ф

Фальшивая, бухта 267
Федоскина, р. 649, 670
Ферсмана, вулкан 585
Филиппа, р. 251
Фриза, пролив 518
Фусса, вулкан 587

Х

Хавывенская, возвышенность 406
Хайлюля, р. 177
Хайлюля, с. 178
Хайнкангай, р. 137
Хай-Песунканваям, р. 179
Хайрюзова, мыс 25, 470
Хайрюзова, р. 104
Халактырка, р. 268
Халактырка, с. 485
Халтун, р. 70
Хангар, вулкан 27, 308
Хапица, р. 403, 472
Харимкотан, кальдера 514
Харчинский, вулкан 309
Хвойная, р. 522
Хейван, р. 59, 274
Хевчай, гора 483
Хейсливеем, р. 124
Хива, мыс 535
Хим, р. 254
Химка, р. 155
Хлебалкин, остров 431
Ходутка (Голыгина), вулкан 321
Ходуткинская, бухта 470
Холодная, р. 194
Хомутина, р. 126
Хувхойтун, вулкан 29, 306

Ц

Центральная Камчатская низменность 27
Центральный Семячик, вулкан 316

Ч

Чаба, р. 138, 173
Чажма, р. 16
Чемурнаут, бухта 140
Черебокош, р. 99
Черная Гора, вулкан (Камчатка) 29
Черного, вулкан (Курилы) 595
Черный, мыс 663
Четвертая, р. 208
Четвертый Курильский пролив 518
Чечатваям, р. 142
Чикурачки, вулкан 585
Чингейнгейн, вулкан 29, 307
Чиринкотан, остров (вулкан) 519, 590
Чирип, вулкан 599
Чирпой, вулкан 519, 595

Ш

Шаманка, р. 88, 138
Шангинское, оз. 648

http://jurassic.ru/

Шапочка, вулкан 318
Шаромская, р. 382
Шаромский, мыс 237
Шаромы, с. 44
Шебалина, гора 520
Шелиховка, река 522
Шелихово, пос. 575
Шероховатый, вулкан 309
Шестаковка, вулкан 588
Шестнадцатое, оз.
Шиашкотан, остров 513
Шивелуч, вулкан 33, 309, 328
Шиков, дол 474
Шикотан, остров 513
Шилка, остров 27
Шимоюр, р. 522
Шипунский, полуостров 25, 53, 195, 411
Ширинки, остров (вулкан) 588
Шихтинская, р. 61
Шиш, вулкан 31, 314, 477
Шишель, вулкан 29, 306
Шлен, гора 278
Шмидта, вулкан 315
Шмидта, полуостров 201
Шокальского, хребет 519, 520
Штюбелл, вулкан 321
Шуберта, мыс 409
Шубертово, с. 196
Шумная, р. (Камчатка) 37
Шумная, р. (Командоры) 576
Шумшу, остров 25, 513

Щ

Щапина, р. 31, 402

Э

Эбеко, вулкан 583
Эвраваям, р. 140
Экарма, вулкан 590
Эмтыкваям, р. 178
Энингваям, р. 138, 291
Эссо, пос. 39
Этамынк, р. 128
Этолона, р. 104, 121
Этолонский, мыс

Ю

Южно-Быстринский хребет 30, 52, 168
Южно-Курильск, г. 10, 525
Южные Курильские острова 463, 513
Юмогынатонон, гора 34
Юрьевский, вулкан 318
Юрточный, вулкан 309
Юрчик, гора 31

Я

Явино, оз. 38
Явинский, вулкан 323
Ягодная, гора 276
Ягодная, р. 196
Ягочи, р. 97, 144
Яковская, р. 271
Якона, гора 476
Ямелькиваям, р. 149
Янкича, остров 514, 591
Ясный, пос. 556
Ящик, гора 276

http://jurassic.ru/

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие. *Г. М. Власов* 7
Введение. *Г. М. Власов* 9

КАМЧАТКА

Глава первая. **История геологического изучения.** *Г. М. Власов* и *Б. Ф. Дьяков* 13

Глава вторая. **Физико-географическое описание и экономическая характеристика.** *Б. В. Стырикович* 25
Физико-географическое описание 25
Рельеф 25
Гидрография 39
Климат 39
Почвенно-растительные условия 41
Пути сообщения 43
Экономическая характеристика 44

Глава третья. **Основные черты геологического строения территории и ее районирование.** *Г. М. Власов* 46

Глава четвертая. **Стратиграфия** 55
Докембрий и палеозой. *В. П. Мокроусов (при участии А. Ф. Марченко)* . . 55
Срединный хребет 58
Ганальский хребет 75
Хавывенская возвышенность 78
Мезозой. *А. В. Аксенович, В. Н. Бондаренко, Г. М. Власов, И. Ф. Мороз, Л. И. Тихомиров* 79
Предположительно мезозойские отложения 81
Меловая система (верхний мел) 82
Пенжинская структурно-фациальная зона 83
Камчатская структурно-фациальная зона 85
Общая характеристика верхнего мела 101
Палеоген и неоген 103
Западная Камчатка 103
Тигильское поднятие. *Е. П. Кленов* 104
Палеоген 104
Неоген 112
Большерецкая впадина. *Е. П. Кленов* 125
Неогеновые отложения 127
Паланская впадина. *Г. М. Власов* 134
Восточное побережье Пенжинской губы. *А. Д. Кочеткова* 140
Палеоген 140
Неоген 143
Общая характеристика палеогеновых и неогеновых отложений Западного Камчатского прогиба, *Г. М. Власов* 149
Центральная Камчатка. *С. Е. Апрелков, В. Н. Бондаренко, Г. М. Власов* 154
Срединный Камчатский массив 154
Центрально-Камчатская вулканическая зона 155
Восточная Камчатка 177
Центральный Камчатский прогиб. *Г. М. Власов, Ю. В. Жегалов, Ю. А. Новоселов* 177

http://jurassic.ru/

Побережье пролива Литке 177
Озерновская впадина 183
Восточный Камчатский прогиб. *Л. П. Грязнов* 188
Основные черты палеогеографии палеогенового и неогенового времени 210
Общая характеристика палеогена и неогена Камчатки. *Г. М. Власов, Е. П. Кленов* 215
Четвертичная система. *В. П. Мокроусов, Н. Д. Садовский* 220

Глава пятая. **Магматизм и явления метаморфизма** 235

Интрузивные породы Восточной Камчатки. *Т. Ю. Маренина, Б. К. Долматов* 235
Гипербазиты и интрузивы основного состава 235
Интрузивы восточных хребтов 235
Интрузивы восточных полуостровов 241
Интрузивы кислого и среднего (частично основного) состава 243
Интрузивы восточных хребтов 243
Интрузивы восточных полуостровов 244
Возраст интрузивов среднего и кислого состава 246
Интрузивные породы Центральной Камчатки. *М. М. Василевский, Т. Ю. Маренина, А. Ф. Марченко, М. И. Попкова, К. В. Прохоров* 248
Ультраосновные и основные интрузивы 250
Палеозойские интрузивы 250
Верхнемеловые интрузивы 252
Неогеновые интрузивы 254
Гранитоиды кислого и среднего (отчасти основного) состава 254
Протерозойские интрузивы 254
Палеозойские интрузивы 255
Верхнемеловые интрузивы 259
Неогеновые интрузивы 263
Результаты определения абсолютного возраста интрузивных пород . . 287
Интрузивные породы Западной Камчатки. *А. Ф. Михайлов, Ю. А. Новоселов* 289
Верхнемеловые интрузивы 289
Неогеновые интрузивы 294
Экструзивные породы 298
Особенности интрузивных пород различных тектонических зон Камчатки. *Г. М. Власов, М. М. Василевский, М. И. Попкова* 303
Современные вулканы и газо-гидротермальная деятельность *С. И. Набоко*
Описание вулканов 303
Формы действующих вулканов Камчатки и типы их извержений . . 323
Извержения камчатских вулканов и их геологические результаты . . 326
Образование современных вулканических форм 332
Продукты извержений 339
Газо-гидротермы вулканических районов Камчатки 348
Типы минеральных вод вулканических районов и их генезис . . . 352
Метаморфизм горных пород в областях активного вулканизма . . . 358
Минералогия поствулканических процессов 367
Горные породы, измененные гидротермальной деятельностью и их рудоносность. *Г. М. Власов, М. М. Василевский* 372
Типы измененных горных пород и связанное с ними оруденение . . 374
Зональное распределение измененных горных пород и их генезис . . 385
Общая характеристика магматических процессов. *Г. М. Власов, М. И. Попкова* 387

Глава шестая. **Тектоника** 396

Введение. *Г. М. Власов* 396
Тектоника отдельных районов 399
Восточная Камчатка. *Г. М. Власов, И. Ф. Мороз* 399
Восточный Камчатский антиклинорий 401
Центральный Камчатский прогиб 405
Восточный Камчатский прогиб 408
Вулканическая область восточных полуостровов 411
Тюшевский наложенный прогиб 415
Центральная Камчатка. *Г. М. Власов* 416
Срединный Камчатский массив метаморфических пород 416
Центрально-Камчатская вулканическая зона 420
Западная Камчатка. *Е. П. Кленов* 433
Тигильское поднятие 436
Паланская впадина 441
Парапольская впадина 442
Большерецкая впадина 442

http://jurassic.ru/

Молодые наложенные вулканические поясы. *Г. М. Власов, А. Е. Святловский* . . . 443
Прилегающие акватории Тихого океана, Берингова и Охотского морей. *Г. М. Власов* . . . 448
Неотектоника и сейсмичность Камчатки. *А. Е. Святловский* . . . 459

Глава седьмая. **Геоморфология** . . . 467

Геоморфология Камчатского полуострова. *В. П. Мокроусов* . . . 467
Основные черты геоморфологии дна морей, окружающих Камчатку. *Г. М. Власов* . . . 487

Глава восьмая. **История геологического развития.** *Г. М. Власов* и *Е. П. Кленов* 491

Допалеозойское(?) время и палеозойская(?) эра . . . 491
Мезозойская эра . . . 492
Палеоген . . . 496
Неоген . . . 499
Четвертичный период . . . 507

КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА

Введение. *Г. М. Власов* . . . 513

Глава первая. **История геологического изучения.** *Ю. С. Желубовский* . . . 514

Глава вторая. **Физико-географическое описание и экономическая характеристика.** *В. М. Никольский* . . . 518

Рельеф . . . 518
Гидрография . . . 521
Климат . . . 523
Почвенно-растительные условия . . . 523
Экономическая характеристика . . . 525

Глава третья. **Стратиграфия.** *Ю. С. Желубовский, Е. Ф. Прялухина* . . . 527

Меловая система . . . 527
Верхний мел . . . 527
Шикотанская серия . . . 527
Палеоген и неоген . . . 531
Малая Курильская дуга . . . 531
Большая Курильская дуга . . . 532
Палеоген . . . 532
Неоген . . . 533
Четвертичная система . . . 553

Глава четвертая. **Магматизм и явления метаморфизма** . . . 567

Интрузивные породы. *Г. П. Вергунов, Г. М. Власов* . . . 567
Позднемеловые или палеогеновые интрузивы Малой Курильской гряды 568
Неогеновые интрузивы Большой Курильской гряды . . . 570
Жильные породы . . . 577
Описание вулканов Курильских островов. *Г. С. Горшков, Е. К. Мархинин, Р. И. Родионова, В. И. Федорченко, В. В. Шилов* . . . 581
Петрографический и химический состав лав курильских вулканов. *Г. С. Горшков* . . . 604

Глава пятая. **Тектоника.** *Ю. С. Желубовский* . . . 609

Глава шестая. **Геоморфология.** *Г. М. Власов* . . . 621

Геоморфология Курильских островов . . . 621
Геоморфологические районы . . . 624
Геоморфологические особенности дна морей у Курильских островов . . . 629

Глава седьмая. **История геологического развития** *Ю. С. Желубовский* . . . 634

КОМАНДОРСКИЕ ОСТРОВА *Ю. В. Жегалов*

Глава первая. **История геологического изучения** . . . 645

Глава вторая. **Физико-географическое описание** . . . 647

Глава третья. **Основные черты геологического строения** . . . 651

Глава четвертая. **Стратиграфия** . . . 652

Палеогеновая и неогеновая системы . . . 652

http://jurassic.ru/

Командорская серия 652
Водопадская свита 659
Четвертичная система 661
Глава пятая. **Магматическая деятельность** 667
Глава шестая. **Тектоника** 674
Глава седьмая. **История геологического развития** 677
Камчатка, Курильские и Командорские острова — звено островных дуг Восточной Азии. *Г. М. Власов* 691
Литература 718
Предметный указатель 722
Указатель географических названий 722
Приложения: 1. Схематическая геологическая карта Камчатки.
2. Схема геологического строения Курильских островов

http://jurassic.ru/

КОЛЛЕКТИВ АВТОРОВ
ГЕОЛОГИЯ СССР. КАМЧАТКА, КУРИЛЬСКИЕ И КОМАНДОРСКИЕ ОСТРОВА

ТОМ XXXI. ЧАСТЬ I

Ведущий редактор издательства *Н. Г. Державина*

Технический редактор *А. Г. Иванова* Корректор *К. Н. Ильина*

Подписано к набору 17/IV-64 г. Подписано к печати 1/VIII-64 г.
Формат 70×108¹/₁₆ Печ. л. 47,75 с вкл. Усл. л. 66,85 Уч.-изд. л. 64,9
Т-10062 Тираж 1560 экз. Зак. 399/647—2 Цена 4 р. 74 к.
Объявлено в Тем. пл. б. Госгеолтехиздата 1964 г. № 116

Издательство «Недра». Москва, Центр. ул. Кирова, 24.
Типография фабрики № 9 ГУГК

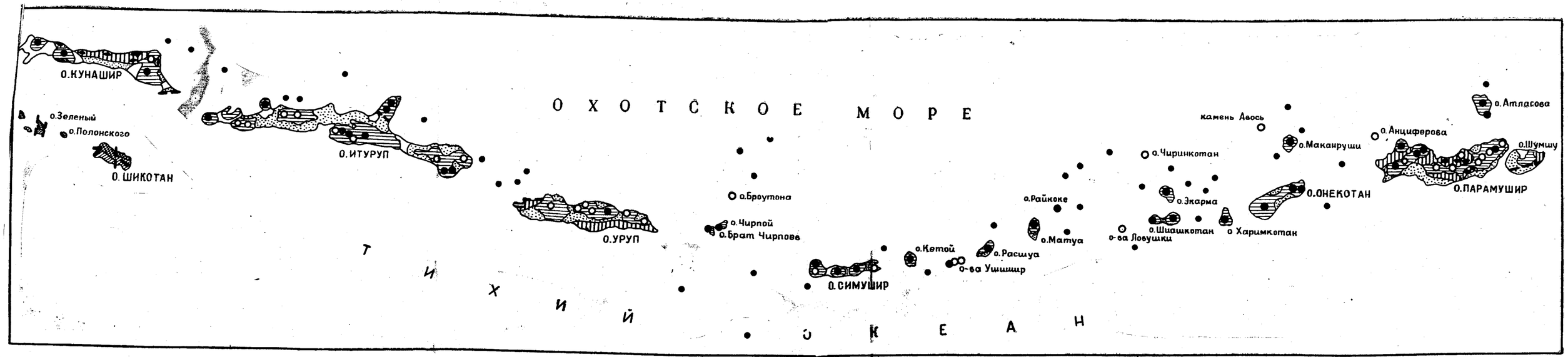
http://jurassic.ru/

ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
Оборот титула	—	Мирлин Т. А.	Мирлин Г. А.
41	2 снизу	значение,	значение ее,
55	15 снизу	и филлитов свитами	свитами филлитов и
513	2 снизу	гряды,	гряды),
598	Подрисуночная подпись	Берега	Берга

Зак. 1070/399

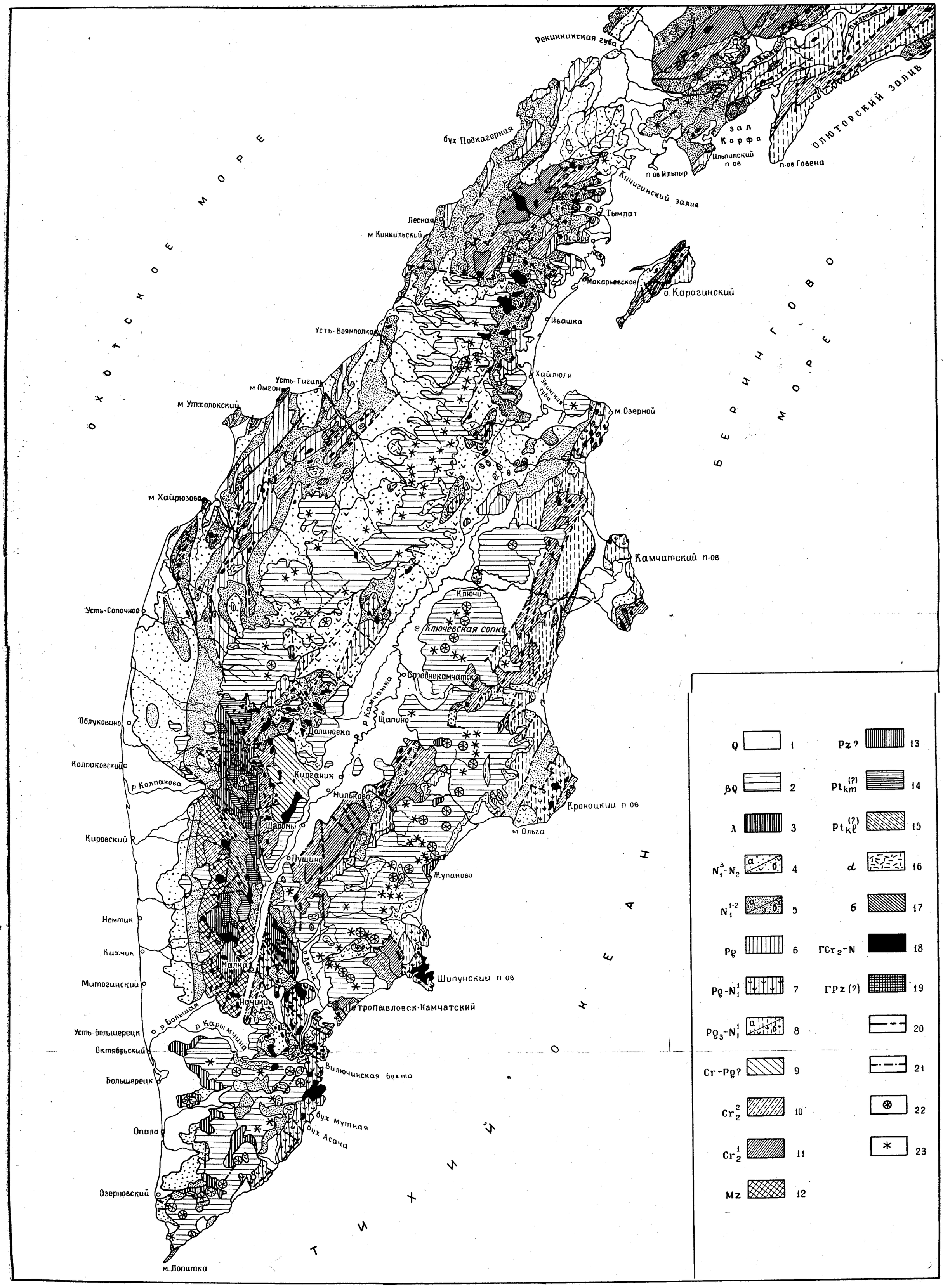
http://jurassic.ru/



Схематическая геологическая карта Курильских островов (по Ю. С. Желубовскому с изменениями)

1 — четвертичные осадочные (преимущественно морские прибрежные) отложения; *2* — четвертичные лавы и туфы; *3* — неоген (утесная и итурупская серии) — базальты, андезиты, дациты, туфы, туффиты, аргиллиты, алевролиты, кремнистые породы; *55* — палеоген нерасчлененный (зеленовская свита) — базальты, андезиты, андезито-дациты, туфобрекчии, туфогенные песчаники и конгломераты; *6* — верхний мел (маялокурильская и матакотанская свиты) — песчаники, алевролиты, аргиллиты, туфогенные конгломераты, базальты, андезито-базальты; *7* — интрузивные породы: миоценовые плагиограниты, гранодиориты, кварцевые диориты и габбро-диориты (на островах Большой Курильской дуги) и верхнемеловые—палеогеновые габбро, габбро-диориты и диориты (на островах Малой Курильской дуги); *8* — тектонические разломы; *9* — вулканы действующие; *10* — вулканы потухшие; *11* — вулканы подводные

Зак. 399



Схематическая геологическая карта Камчатки. Составили Г. М. Власов и В. А. Ярмолюк по материалам Дальневосточного, Камчатского, Северо-Восточного и других геологических управлений, Всесоюзного научно-исследовательского нефтяного института, Всесоюзного научно-исследовательского геологического института, Камчатского института вулканологии, 1964 г.

1 — четвертичные осадочные отложения; *2* — четвертичные андезиты и базальты, их туфы; *3* — кайнозойские липаритовые и дацитовые пемзы; *4* — верхний миоцен-плиоцен; *а* — кавранская (седанкинская) серия (песчаники, конгломераты, туфы, диатомиты), *б* — алнейская вулканогенная серия (андезиты, дациты, игнимбриты, туфы, туфогенные песчаники); *5* — нижний и средний миоцен: *а* — воямпольская, тюшевская серии (конгломераты, песчаники, туфогенные алевролиты и аргиллиты, опоки, туфодиатомиты, местами угли), *б* — березовская вулканогенная свита — андезиты, дациты, липариты; *6* — палеоген нерасчлененный: тигильская и ковачинская серии (конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, местами угли); *7* — палеоген—нижний миоцен — крапивнинская вулканогенная свита (андезиты, базальты, диабазы, туфы, альбитофиры); *8* — палеоген—нижний миоцен, богачевская серия: *а* — песчаники и алевролиты, туффиты, мергели, *б* — базальты, андезиты, туфы, туфогенно-кремнистые породы; *9* — верхний мел (датский ярус) или палеоцен—эоцен(?) — кирганикская вулканогенная серия (андезиты, базальты, туфобрекчии, пепловые туфы, туфогенные песчаники и алевролиты); *10* — верхний мел, сенон, ирунейская вулканогенно-кремнистая серия (андезитовые и базальтовые порфириты, туфы, кремнистые сланцы); *11* — верхний мел. сеноман—турон, омгонская (лесновская) серия (песчаники, алевролиты, аргиллиты); *12* — мезозой нерасчлененный, кихчикская серия (песчаники, сланцеватые алевролиты и аргиллиты, порфириты, туфы); *13* — палеозой (?), малкинская серия (филлиты, слюдяные сланцы, измененные порфириты, туфы); *14* — протерозой (?), камчатская серия (кристаллические сланцы — слюдяные, амфиболовые, хлоритовые и др.); *15* — протерозой (?) колпаковская серия (гнейсы, амфиболиты); *16* — кайнозойские субвулканические интрузии и экструзии (липариты, дациты, роговообманковые андезиты); *17* — позднемеловые и палеоген-неогеновые ультраосновные интрузии (пироксениты, дуниты, перидотиты и др.); *18* — позднемеловые, палеогеновые и неогеновые интрузии (граниты, гранодиориты, диориты и диоритовые порфириты, габбро-диориты, сиениты, монцониты); *19* — допалеозойские (?) и палеозойские интрузии (граниты, гранито-гнейсы, гранодиориты, гранит-порфиры и др.); *20* — тектонические разрывы установленные и предполагаемые; *21* — тектонические разрывы, скрытые под четвертичными отложениями; *22* — вулканы действующие; *23* — вулканы потухшие

Зак. 399