

**Молодые
геосинклинали
Тихоокеанского
пояса,
их вулканогенные
и рудные
формации**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
ИНСТИТУТ ТЕКТОНИКИ И ГЕОФИЗИКИ

551.24

2590

**Молодые
геосинклинали
Тихоокеанского
пояса,
их вулканогенные
и рудные формации**



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1978



Коллектив авторов:

Г.М. Власов, **О.Г. Борисов**, Е.Д. Петраченко,
М.И. Понкова

Молодые геосинклинали Тихоокеанского пояса, их вулканогенные и рудные формации. М., "Наука", 1978.

В монографии описаны история развития и строение позднемелового-кайнозойского комплекса островных дуг Тихого океана, охарактеризованы геологические, металлогенические, формационные особенности отдельных его элементов. Показаны проявления структур типа островных дуг внутри Евразийского континента. Предложена общая модель геосинклинальной системы, намечены типы ортогеосинклиналей.

Выделены типы вулканической деятельности, вулканоплутоно-тектонических структур, субинтрузивных образований для различных этапов геосинклинального развития. Даны петрографо-минералогические критерии отличия эффузивных, экструзивных и субвулканических пород. Охарактеризована роль субвулканических интрузий и экструзий в рудообразовании.

Монография представляет интерес для широкого круга геологов. Табл. 37. Ил. 56. Библ. 288 назв.

Ответственный редактор

В.Г. Моисеенко

Герсинклинальный процесс всегда привлекал внимание геологов как определяющий в основном строение земной коры и распределение полезных ископаемых. Интерес к нему возрос в связи с распространением идей глобальной тектоники. Островные дуги Тихого океана стали полигоном для решения вопросов о причине возникновения и механизме развития герсинклиналей, о возможности использования металлогенической зональности герсинклиналей для прогнозирования рудных месторождений, о существовании так называемой "автономной активизации" и др.

Успехи океанологических исследований, установление больших масштабов донных рудных накоплений, выявившийся океанический характер пород, лежащих в основании герсинклинальных толщ, — все это обязывает уделять особое внимание геологии океана.

Отставание в изучении вулканогенно-осадочных пород неблагоприятно отражается на темпах освоения связанных с ними руд, что хорошо видно на примере Дальнего Востока, где усилия геологов направлялись преимущественно на выявление оловянных месторождений. Вместе с тем эта территория не может считаться бесперспективной в отношении колчеданных и колчеданно-полиметаллических руд.

Ряд эпох фанерозоя характеризовался здесь образованием в герсинклинальных прогибах андезитовой, спилито-диабазовой и кварц-кварц-кварцевой формаций. В Японии известны разновозрастные колчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения, используемые промышленностью. Можно предполагать непосредственные связи эвгерсинклинальных прогибов советского Дальнего Востока и Японии в течение палеозойского, раннемезозойского и неогенового времени (Геологическое развитие Японских островов, 1968; Берсенев, 1970). Структуры Монголо-Охотской складчатой области, занимающие часть территории Дальнего Востока, продолжают непосредственно на запад, в Читинскую область и Забайкалье, где в них открыты колчеданно-полиметаллические месторождения. Четко устанавливаемая геохимическая связь меди с базальтоидными магмами, близость базальтового "ложа" Тихого океана, исключительное богатство медью тихоокеанского побережья Южной Америки (Чили, Перу) — все это вместе с ранее сказанным не исключает возможности открытия в пределах советского Дальнего Востока колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений. Для внесения ясности в этот вопрос необходимо прежде всего получить представление о формационном составе герсинклинальных толщ.

Курило-Камчатская дуга и о-в Сахалин принадлежат к наиболее представительным членам комплекса островных дуг Тихого океана. На их территории полно представлены все структурные элементы молодой герсинклинальной системы. Здесь можно наблюдать развитие эмбрионов новых эвгерсинклинальных прогибов — океанических желобов, заполнение остаточных бассейнов краевых морей, зарождение структур типа краевых вулканических поясов (Восточная Камчатка). В преде-

лах данной области можно проследить последовательное перемещение тектно-магматических и седиментационных процессов как в сторону океана, так и по простиранию островных дуг. Молодые породы Курило-Камчатской дуги и Сахалина мало изменены диагенезом и метаморфизмом. Акватория краевых морей и прилегающих частей Тихого океана охвачены геофизическими исследованиями, дающими представление об общем характере разрезов земной коры и об основных глубинных разломах. В общих чертах изучены рельеф и донные отложения морей и прибрежных частей океана. Все это облегчает выяснение общих закономерностей развития геосинклинального процесса, в частности геосинклинального вулканизма, на примере рассматриваемого района. Следует подчеркнуть, что при большом числе описаний стратиграфии, тектоники, формаций, литологии и петрографии Курило-Камчатской дуги и Сахалина особенности подводного вулканизма этих геосинклинальных областей освещены очень слабо.

Молодые островные дуги Тихого океана, в частности Курило-Камчатская, были главным объектом исследований одного из авторов в течение уже нескольких десятилетий. В 1971-1974 гг. Дальневосточный геологический институт ДВНЦ АН СССР провел под руководством Г.М. Власова специальные тематические работы по изучению вулканогенных, вулканогенно-осадочных и рудных формаций северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. Полученные материалы легли в основу настоящей работы, в составлении которой, кроме указанных на титуле авторов, принимали участие А.Н. Баранова, Л.Н. Безь, Л.В. Дегтярева. При выполнении исследований и написании работы ценные советы и замечания были получены от И.Н. Говорова, Н.П. Васильковского, В.Г. Моисеенко, Е.А. Радкевич, Л.И. Красного, В.И. Сухова и др. Заботу о публикации работы проявили руководители Института тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР - Ю.А. Косыгин, В.А. Соловьев и др. Авторы глубоко благодарны всем названным лицам.

Островные дуги Тихого океана

Характеристика элементов молодого комплекса островных дуг Тихого океана

Молодые островные дуги входят в поздне меловой-кайнозойский комплекс структур, окаймляющих Тихий океан (рис. 1). Элементами этого комплекса являются (в направлении от океана к континенту) внешние дуги, внутренние вулканические дуги, тыловые (краевые) прогибы, краевые вулканические пояса. К числу необязательных элементов относятся срединные массивы¹.

Внешние дуги

Внешние дуги представляют собой наиболее выдвинутые в океан структуры. На северо-востоке СССР они хорошо прослеживаются в Курило-Камчатской системе. Внешняя дуга здесь протягивается вдоль хр. Малиновского Корякского нагорья, Восточного хребта Камчатки и далее на юг — по подводному хребту Витязя и островам Малой Курильской гряды.

В этой зоне развиты верхнемеловые, палеогеновые, нередко также и нижнемиоценовые образования, причем из-за сходства всех этих разновозрастных пород обычно трудно бывает провести палеогеново-меловую границу и отделить неоген от палеогена. Общая мощность верхнемеловых образований достигает 3000-4000 м. Это туфогенные песчано-аргиллитовые (часто флишевого характера) отложения, переходящие в приразломных участках в кремнисто-вулканические породы, нередко с небольшими телами габбро и ультраосновных пород. Палеогеновые и нижнемиоценовые образования мощностью до 4000-5000 м также представляют собой главным образом флиш и флишеидные отложения, содержащие слои туфов и потоки базальтов. В небольших количествах присутствуют известняки с эоценовыми и палеоценовыми фораминиферами (Серова, 1969а, б). Породы смяты в крутые, местами опрокинутые в сторону океана складки с надвигами в том же направлении. Неогеновые флишеидные туфогенные отложения, более молодые, чем нижнемиоценовые, мощностью до 3000 м встречаются лишь в наложенных прогибах и впадинах.

Близкие к внешним дугам условия существовали в поздне меловое время в меридиональных прогибах Восточного Сахалина и Центрального Хоккайдо, где верхнемеловые отложения представляют собой туфогенный флиш мощностью более 5000 м, содержащий туфы, кремнистые породы и интрузии ультрабазитов.

В Японии внешняя дуга проходит вдоль геосинклинали Накамура Главного пояса Симанто, в котором в течение позднего мела сохранялись морские эвгеосинклинали условия, а в палеогене и раннем миоцене формировался флиш. Разделение меловых и палеогеновых отложений геосинклинали Накаму-

¹ Здесь и в дальнейшем изложении используется терминология, применяемая по отношению к структурам островных дуг большинством советских и зарубежных (японских, американских, голландских) исследователей: внешней дугой называется приокеаническая геоантиклиналь, внутренней — более приближенная к континенту.

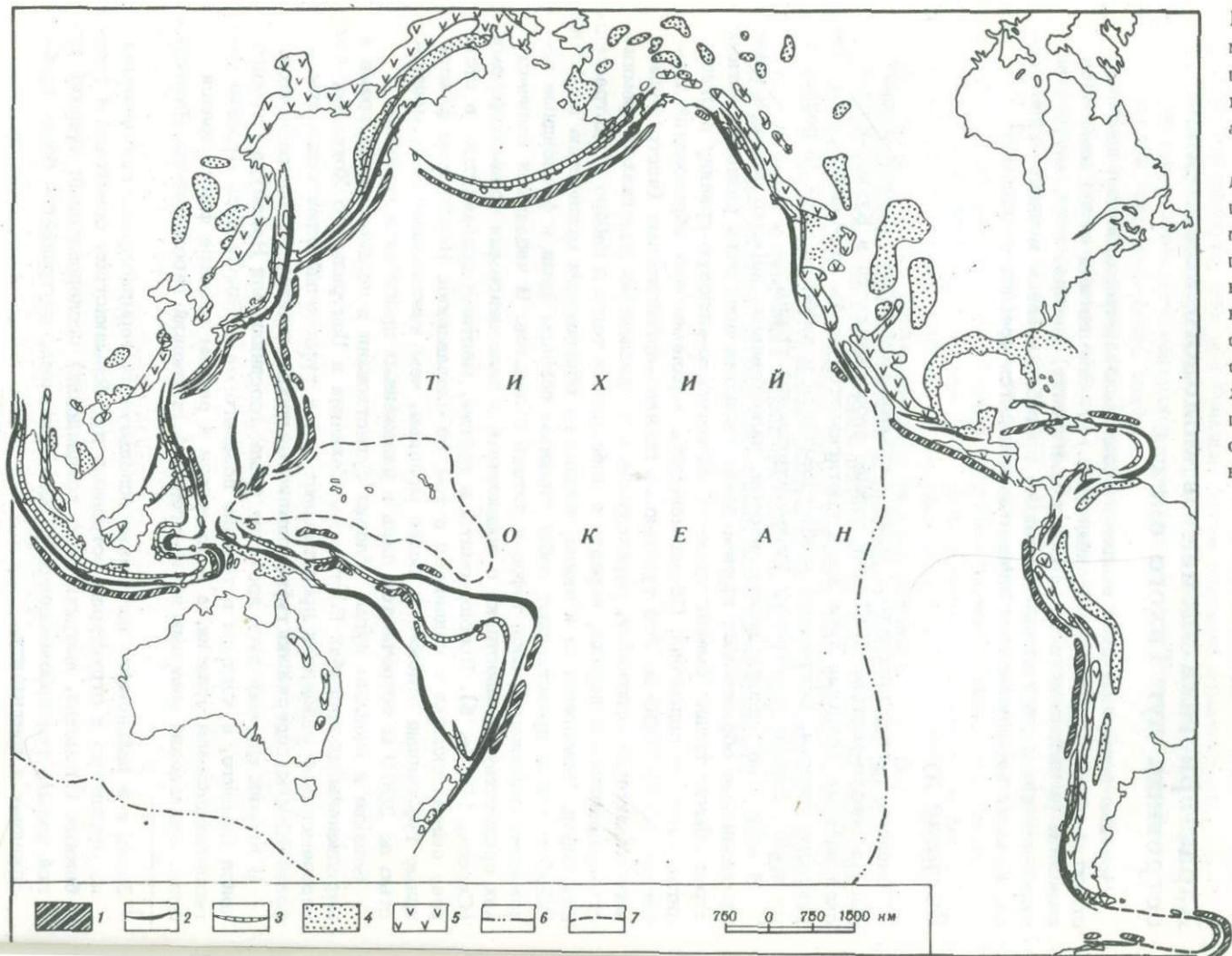


Рис. 1. Схема поздне-мелового - кайнозойского геосинклинального комплекса у Тихого океана

1 - океанические впадины (фронтальные прогибы); 2 - внешние дуги; 3 - внутренние дуги; 4 - тыловые (краевые) прогибы; 5 - краевые вулканические пояса; 6 - осевые линии срединно-океанических хребтов; 7 - граница погруженной вулканической области (поднятия Дарвина)

ра — еще не решенная задача. Среди пород здесь преобладают граувакковые песчаники и аргиллиты в монотонном чередовании, широко распространены (особенно на востоке) вулканические породы основного состава, в том числе базальтовые подушечные лавы, много вулканогенно-кремнистых пород, встречаются известняки, имеются небольшие тела серпентинитов. Отложения интенсивно дислоцированы, сложены в опрокинутые складки с надвигами и местами метаморфизованы до состояния филлитов и зеленых сланцев. Общая мощность отложений местами превышает 10 000 м. В них имеются колчеданные и марганцевые руды.

Южным продолжением пояса Симанто является внешняя (приокеаническая) зона островов Рюкю, сложенная преимущественно морскими глубоководными осадочными и вулканическими образованиями палеогена и раннего миоцена. Эту зону К. Кониши (Konishi, 1964) сопоставляет с поясом Симанто Юго-Восточной Японии.

На о-ве Тайвань внешняя дуга проходит вдоль центрального хребта, где в морских эвгеосинклинальных условиях сформировались мощные толщи трудно расчленимых верхнемеловых и палеогеновых (включая нижний миоцен) пород: песчаники и аргиллиты в ритмичном чередовании, граувакки, известняки, базальтовые лавы и туфы, диабазы (Ho, 1967).

От о-ва Тайвань внешняя дуга непосредственно продолжается в восточную часть Филиппин (острова Лусон, Самар, Лейте, Динагат), где развита мощная, до 6000 м, эвгеосинклинальная вулканогенно-кремнистая формация, сложенная граувакковыми песчаниками, базальтами (подушечными лавами), туфами, спилитами, кремнистыми сланцами, яшмами, известняками. Породы содержат интрузии габбро, дунитов, перидотитов. Возраст этих пород заключен в интервале верхний мел — эоцен. Они сильно складчаты вплоть до образования изоклинальных серий (John, 1963; Gervasio, 1967).

От о-ва Лусон ответвление внешней дуги уходит через о-в Палаван, на о-в Калимантан в Саравакский прогиб. В нижней части разреза Северного Калимантана лежит сильно дислоцированная, местами метаморфизованная верхнемеловая кремнисто-вулканогенная толща (Данау) с базальтами, спилитами, кремнистыми сланцами, ультраосновными интрузиями, известняками. Выше залегают терригенные отложения флишоидного характера с палеоценовыми фораминиферами. Общая мощность обеих толщ до 16 000 м¹. Неогеновые отложения в отдельных впадинах Филиппин лежат несогласно на верхнемеловом-палеогеновом комплексе. На Калимантане неогеновые отложения (также с несогласными взаимоотношениями с палеогеном) распространены на периферии геоантиклиналей, сложенных кремнисто-вулканогенными и флишоидными породами.

Главная ветвь внешней дуги протягивается от восточных островов Филиппинского архипелага на юг через острова Талауд, Хальмахера, восточную часть о-ва Сулавеси (Roever, Egeleg, 1947), острова Серам, Тимор, Сумба к внешней цепи островов, протягивающейся у Яванской глубоководной впадины (острова Ментавай, Нias, Симёлуэ, Никобарские и Андаманские). Верхнемеловые и палеогеновые отложения этих островов составляют непрерывный мощный разрез, сложенный вулканогенно-терригенными отложениями с тем или иным количеством известняков и с многочисленными интрузиями ультрабазитов — серпентинитов, перидотитов и пр. Эта зона непосредственно продолжается в Бирму, где проходит вдоль западного склона хр. Ракхайнг, сложенного верхнемеловым-палеогеновым флишем, содержащим интрузии ультраосновных пород. Северное ее продолжение в Гималаях скрыто надвигами (Гансер, 1967).

После тектонического осложнения на юге Марианской дуги, где развиты разломы со значительными горизонтальными перемещениями, структуры дуг возобновляются на о-ве Новая Гвинея. Условия внешних дуг здесь, по-видимому, существовали в северной части Центрального антиклинория, где рас-

¹ Е.Н. Меланхолина (1973) ошибочно относит эти толщи к образованиям тыловых прогибов.

пространены верхнемеловые и палеогеновые образования (преимущественно вулканисты основного состава) с интрузиями ультрабазитов (Davies, 1968). Особенно типичен разрез о-ва Вайгео у западной оконечности о-ва Новая Гвинея. Остров сложен олигоцен-миоценовой (?) вулканогенно-кремнистой формацией со значительным участием грауваковых песчаников и ультраосновных интрузий.

Более точно (калий-аргоновым методом) определен верхнемеловой-эоценовый возраст подводных вулканистов основного состава в северной (тихоокеанской) зоне Соломоновых островов, на о. Шуазёл (Richards *et al.*, 1966).

Сильный подводный вулканизм в палеоцене и эоцене в районе восточнее Филиппин, Индонезии, о-ва Новая Гвинея может быть связан с погружением в это время вулканической области Дарвина (Менард, 1966).

Далее к юго-востоку внешние дуги прослеживаются через о-в Новая Каледония, где частично метаморфизованные верхнемеловые породы согласно перекрываются палеогеновым флишем, замещающимся в вулканических зонах базальтами, кремнистыми сланцами, яшмами. Имеются известняки. Породы сложены в веерообразные опрокинутые складки и включают крупные интрузии и пластообразные залежи перидотитов и серпентинитов.

От Новой Каледонии простирание внешней дуги намечается вдоль подводной гряды Норфолк к п-ову Окленд Северного острова Новой Зеландии. Этот полуостров состоит из двух дуг. Западная (внешняя) Мапакауская дуга возникла в палеогене (возможно, в позднем мелу). В ней распространены подводные вулканисты, в том числе базальтовые подушечные лавы. Условия внешних дуг существовали также в Восточном прибрежном геосинклинальном прогибе, где согласно залегающие верхнемеловые и палеогеновые породы представляют собой преимущественно туфогенный флиш (со значительным участием грауваковых пород) и вулканисты основного состава. Характерны многочисленные интрузии ультраосновных пород. Общая мощность верхнемеловой-палеогеновой толщи 4000-5000 м (Вуд и др., 1968; Браун и др., 1970). Северо-восточное продолжение структуры Восточного прогиба намечается по подводным возвышенностям островов Кермадек и Тонга. У островов Фиджи внешняя дуга, так же как и внутренняя, резко поворачивает на северо-запад и направляется вдоль Восточно-Меланезийского поднятия.

По Ю.М. Пушаровскому (1964), Новая Зеландия находится на окончании Новогвинейско-Новозеландского сектора, и к югу от нее молодые геосинклинальные процессы не выражены. Это положение спорно. Есть данные о наличии к югу от Новой Зеландии океанического желоба, поэтому не исключено дальнейшее простирание молодой геосинклинальной системы от Новой Зеландии в Антарктику. Геофизические данные, в частности, подтверждают простирание геосинклинальной системы (подводный хребет Маккуори и трог Солэндер) к югу от Новой Зеландии (Summerhayes, 1967; Атлас Антарктики, 1969). Однако проследить внешние дуги в пределах Антарктики пока не представляется возможным. Отчетливое присутствие внешних дуг устанавливается лишь в молодой дугообразной структуре, связывающей Антарктику с Южной Америкой (острова Южные Шетландские, Южные Оркнейские и др.).

В Южной Америке особенности внешних дуг четко выражены в западной части Патагонских Анд (антиклинорий островов). Здесь развита согласно залегающая мощная (до 10 000 м) флишоидная толща верхнего мела и палеогена (Harrington, 1962). В ее составе преобладают граувакки, аргилиты, имеются продукты подводной вулканической деятельности основного состава. В более северных районах Южной Америки внешние дуги могут проходить за пределами береговой линии. По предположению Ю.М. Пушаровского (1972), эвгеосинклинальные зоны (т.е. внешние дуги) на западе Южной Америки находятся на дне океана между материком и Перуанским и Чилийским глубоководными желобами. Возможно, что вулканогенно-осадочные породы внешних дуг местами замешены гранитоидными батолитами. В колумбийских Андах Западная Кордильера представляет собой внутреннюю дугу, а Восточная (с мощным верхнемеловым разрезом) - внешней. Как и в большинстве районов

Тихоокеанского пояса, позднеолигоценовые отложения на севере Южной Америки представлены монотонными глинистыми толщами, соответствующими периоду развития трансгрессии и выравнивания суши (Олсон, 1959).

Внешняя дуга хорошо проявлена в береговом хребте Венесуэлы, где глыбы в изоклинальные складки граувакки, туфы, базальты, кремнистые сланцы и известняки верхнего мела местами метаморфизованы до перехода в филлиты и метаграувакки. В группе Малых Антильских островов на продолжении этой структуры находится о-в Тринидад с очень мощными (более 4000 м) третичными отложениями преимущественно флишевого и флишеоидного характера, а далее располагается о-в Пуэрто-Рико, на котором развиты верхнемеловые и палеогеновые граувакки, известняки, базальтовые лавы, интрузии серпентинитов. Мощность этих пород достигает 6000–8000 м (Mattson, 1966).

Прогиб Веракрус Центральной Америки, находящийся на продолжении структур Антильских островов, выполнен очень мощными (до 14 000 м) отложениями верхнего мела, палеогена и неогена. Среди них распространен флиш. Верхнемеловые и палеогеновые породы собраны в крутые, местами опрокинутые складки. Некоторые исследователи (Ирдли, 1954) высказывают предположение о принадлежности этого прогиба к паралиагеосинклинали Мексиканского залива. Не менее вероятно, однако, принадлежность этой структуры к молодой притихоокеанской системе. По своей характеристике она стоит ближе к внешним дугам.

Севернее, в пределах США, представителями внешних дуг являются Береговые хребты штатов Калифорния, Орегон и Вашингтон. В Береговых хребтах Калифорнии на эвгеосинклинальных юрско-нижнемеловых образованиях лежит верхнемеловой флиш. Зона этого флиша продолжается на западном берегу п-ова Калифорния, а также, по-видимому, в более северных районах Береговых хребтов. В Береговых хребтах штатов Орегон и Вашингтон развиты эоцен-миоценовые образования огромной мощности (до 12 000–13 000 м). Это преимущественно морские терригенные, туфогенные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные породы (песчаники, алевролиты, аргиллиты, туфы, подушечные базальтовые лавы, кремнистые сланцы) с подчиненным количеством известняков. В разрезе выделяется характерная позднеолигоценовая толща Блейкли, сложенная главным образом туфогенными аргиллитами и алевролитами. К востоку параллельно внешней дуге Береговых хребтов протягивается вулканическая дуга Каскадных гор.

Условия внешних дуг хорошо выражены в прибрежной части Северной Канады (о-в Ванкувер, острова Королевы Шарлотты, архипелаг Александра). Здесь на туфогенных отложениях верхнего мела мощностью более 2000 м (с преобладанием граувакк и аргиллитов) лежат морские отложения от эоцена до миоцена включительно, мощностью более 4000 м, с туфами и подушечными базальтовыми лавами. Последние считаются эквивалентами базальтов массива гор Олимпик в штате Вашингтон (Geological history of Western Canada, 1966; Roddick e.a., 1967). На северо-западе эта зона непосредственно переходит во внешнюю дугу Алеутских островов, геоморфологически выраженную п-овом Кенай, о-вом Кадьяк, островами Семиди, Шумагина и рядом более мелких островов. Меловые образования представлены здесь главным образом флишевым переслаиванием граувакковых песчаников, алевролитов и аргиллитов, палеогеновые – терригенными морскими и континентальными толщами. В сложно дислоцированном меловом флише содержатся интрузии ультраосновных пород. Эту зону называют "сланцево-граувакковым поясом" (Burk, 1966). Развитие в этом поясе турбидитных отложений говорит о большой глубине и крутых склонах бассейна седиментации. Основание верхнемелового разреза здесь неизвестно (The Tectonic of North America, 1968).

Существование островных дуг на побережье Северной Канады и в более южных районах Америки в позднемеловое-третичное время подтверждается геофизическими исследованиями, установившими существование глубоководных желобов, погребенных молодыми осадками, у берегов Юго-Восточной Аляски и Северной Канады, а также у тихоокеанского берега Мексики. По морфоло-

Таблица 1

Сравнение особенностей прогибов внешних дуг и современных глубоководных желобов

Признак	Прогибы внешних дуг	Современные глубоководные желоба
Глубина прогибов	По-видимому, очень большая (относительно глубоководные отложения)	Очень большая (до 10-11 км)
Мощность отложений	Очень большая (до 10 000-15 000 м)	Быстрое накопление осадков (до 0,2 м за 1000 лет)
Текстура отложений	Флишевая ритмичность	Ритмичность типа флиша
Участие отложений мутьевых потоков (турбидитов), присутствие олистостром	Большое	Большое
Состав обломочного материала	В значительной степени граувакковый	Преимущественно граувакковый
Содержание вулканического материала, его состав	В некоторых зонах большое (пирокластика, гиа-локластиты, подводные потоки базальтовых лав)	Местами значительное (пирокластика, подводные потоки базальтовых лав)
Интрузии	Часты ультраосновные интрузии	Встречаются ультраосновные интрузии
Окислительно-восстановительные условия	Восстановительные условия (темная окраска пород, содержание сульфидов железа)	Восстановительные условия (содержание гидроксида, свободного сероводорода)
Развитие и условия сохранности организмов	Отложения бедны органическими остатками	Сравнительная бедность органического мира (специфические формы). Неблагоприятные условия для сохранения органических остатков
Отношение прогибов к глубинным разломам	Расположение непосредственно над глубинным разломом	Расположение непосредственно над выходом фокальной поверхности
Сейсмические условия	Расположение в сейсмически активной области	Расположение в очень сейсмически активной области
Тип земной коры под прогибами	Океанический	Океанический

гии, которую удалось восстановить по геофизическим данным, эти впадины сходны с Алеутским желобом (Shog, 1966). Многочисленные примеры выявленных геофизикой глубоководных желобов, выполненных осадками, приводит Ю.М. Пушаровский (1972). Нечеткость проявления структур дуг на отдельных участках тихоокеанского берега Северной Америки одни американские авторы объясняют их последующим затоплением (Eardley, 1968), другие (Kay, Colbert, 1965) — эрозией. В частности, структуры внешних дуг на территории штатов Орегон, Вашингтон (США) и Северной Канады могут соединяться посредством подводных возвышенностей, наблюдающихся вдоль тихоокеанского побережья Северной Америки.

Погруженными аналогами островных дуг, по мнению Л.И. Красного (1972), является "бордерленд" у берегов Южной Калифорнии и Северной Мексики. В пользу этого говорит как подводный рельеф данного района (протяженные поднятия с промежуточными бассейнами), так и его геологический разрез, включающий преимущественно позднемеловые—кайнозойские образования, близкие по составу к отложениям Хоккайдо—Сахалинской дуги.

Таким образом, по периферии Тихого океана прослеживаются своеобразные геосинклинальные структуры — внешние дуги, для которых характерны следующие особенности: 1) преимущественное развитие согласно залегающих верхнемеловых и палеогеновых (часто включая и нижний миоцен) морских, относительно глубоководных отложений (после раннего миоцена большинство внешних дуг перешло в островное состояние и отложение неогеновых осадков происходило в их пределах локально, в отдельных наложенных впадинах); 2) огромные мощности толщ, достигающие 10 000—15 000 м и более; сложение толщ в их нижней части преимущественно кремнисто-вулканогенными и песчано-алевритовыми тонкослоистыми породами, в верхней — флишем и флишцидными отложениями, граувакками; бедность пород органическими остатками; содержание потоков шаровых базальтовых лав и турбидитных отложений; присутствие ультраосновных пород; широкое распространение олистостром; 3) незначительное количество гранитоидных интрузий; отсутствие (по геофизическим данным) четко выраженного "гранито-метаморфического" слоя; 4) крутая складчатость линейного характера с изоклинальными сериями и надвигами (в сторону океана); местами — сильное дробление и смятие ультраосновных и основных пород (меланж); 5) металлогения, свойственная областям фемического профиля (железо, марганец, медь, колчеданно-полиметаллические руды, никель, кобальт, хром, платина).

Все эти особенности согласуются с положением внешних дуг, выдвинутых в океан, с развитием их прогибов на симатическом основании, нахождением этих прогибов над зонами глубинных разломов. Сравнение особенностей прогибов внешних дуг и современных глубоководных желобов (табл. 1) показывает вероятную идентичность обеих структур.

Внутренние вулканические дуги

Следующим элементом позднемелового—кайнозойского структурного комплекса являются внутренние вулканические дуги, располагающиеся ближе к материку и отделенные от внешних дуг центральным прогибом (впадиной).

На северо-востоке Азии хорошим примером внутренней дуги является Центрально-Камчатская вулканическая зона и ее продолжение — Большая Курильская дуга. И та, и другая возникли в начале миоцена, когда образовались вулканические зоны, в которых накапливались продукты подводных извержений преимущественно андезитового состава. Формирование отложений в этих зонах, имеющих в общем геосинклинальный характер, могло начаться еще в позднем олигоцене, о чем свидетельствует залегание в основании вулканогенного неогенового разреза о-ва Парамушир аргиллито-алевритовой толщи, сходной с верхнеолигоценовыми отложениями Юго-Восточной Камчатки. Приподнятые участки дна трогов характеризовались более кислыми продуктами

андезитового, дацитового и липарито-дацитового состава. Мощность нижнемиоценовых вулканических толщ достигает 2000–2500 м. Наиболее кислые вулканические продукты (в том числе пемзы и игнимбриты – последние формировались уже на вулканических островах) стали извергаться в среднем миоцене. С вулканитами тесно ассоциированы диоритовые и гранодиоритовые интрузии. Зоны кислого магматизма были ареной проявления сильных гидротермальных процессов, с которыми связаны толщи пропилитизированных пород ("зеленые туфы") и различного состава рудопоявления.

После некоторого перерыва в позднем миоцене и плиоцене изливались базальты, андезиты, дациты и (главным образом в позднем плиоцене) липариты, в небольших объемах – игнимбриты. Цепь вулканических островов к концу неогена превратилась в пределах Центрально-Камчатской вулканической зоны в вулканический хребет, и в дальнейшем формирование позднего миоценовых вулканических пород происходило там уже в континентальных условиях. Мощность вулканогенных толщ позднего неогена достигает 1000–1500 м. С газогидротермальными процессами позднего миоценового магматизма связаны месторождения самородной серы, а также колчеданные и ртутные рудопоявления. В сторону от магмоподводящих каналов вулканические породы Центрально-Камчатской вулканической зоны постепенно сменяются вулканогенно-обломочными и туфогенно-обломочными.

В начале четвертичного времени в больших количествах как в Центральной Камчатке, так и в Большой Курильской дуге изливались базальты. Некоторые неогеновые андезитовые стратовулканы продолжали свою деятельность (преимущественно газогидротермальную) и в плейстоцене.

Условия вулканических дуг отчетливо проявляются во Внутренней зоне Северо-Восточной Японии и в ряде районов Северо-Восточного Хоккайдо ("Внутренний орогенический пояс"; Matsuda e.a., 1967). Вулканогенные прогибы в этой зоне стали развиваться с раннего миоцена (Геологическое развитие Японских островов, 1968). Они заполнялись преимущественно андезитовыми и более кислыми вулканическими продуктами, преобразованными в "зеленые туфы". Мощность вулканической толщи Мисака (нижний и средний миоцен) достигает местами 10 000 м. В среднем и позднем миоцене в вулканогенных прогибах сформировались поднятия, к которым приурочивались извержения более кислых продуктов и интрузии кварцевых диоритов.

В среднем миоцене извергалось много пемзы и местами образовались маломощные горизонты игнимбритов. Это время было важной металлогенической эпохой Японии. На периферии вулканических зон в среднем миоцене накопились толщ мелкообломочных туфогенных пород и туфодиазомитов (ярус Очанагава). Японские геологи считают их одним из источников неогеновой нефти. Вулканические и туфогенные породы продолжали формироваться во Внутренней зоне Северо-Восточной Японии и в плиоценовое время (преимущественно андезиты и базальты), причем для самого позднего плиоцена характерны раскисление вулканических продуктов и извержения больших количеств пемзы и игнимбритов.

На продолжении вулканической дуги во внутренних районах Юго-Западной Японии мощность вулканогенных толщ меньше (до 1000 м), чем во Внутренней зоне Северо-Восточной Японии, и в вулканических породах наблюдаются более слабые изменения. Местами (например, на п-ове Ното) дациты переслаиваются с базальтовыми потоками.

Двойной дугой является и островная гирлянда островов Рюкю. Внутренняя цепь островов, представляющая собой вулканическую дугу, сложена преимущественно миоценовыми и плиоценовыми вулканическими породами с интрузиями кварцевых диоритов и гранодиоритов. Породы подверглись процессам пропилитизации и содержат золото-серебряные руды. К этой зоне приурочено большинство четвертичных вулканов Рюкю, часть которых деятельна и сейчас.

На о-ве Тайвань внутренняя вулканическая дуга приурочена к береговому хребту, сложенному неогеновыми вулканическими породами – андезитами, дацитами, а также гранитоидными субинтрузиями (Ho, 1967).

Большие трудности представляет расшифровка сложных структур Филиппин. Тем не менее там можно выделить три зоны: восточную, с преимущественным развитием верхнемеловых и палеогеновых отложений и с интрузиями ультрабазитов (внешняя дуга); центральную зону с преобладанием неогеновых образований, в том числе вулканогенных, с большим числом современных вулканов (внутренняя вулканическая дуга); западную зону, прилегающую к морю Сулу и характеризующуюся типичными миогеосинклинальными условиями (тыловой прогиб). Эта картина осложняется многочисленными крупными разломами со значительными горизонтальными перемещениями отдельных участков (Gervasio, 1967).

К вулканическим внутренним дугам более или менее уверенно можно отнести Центральные Кордильеры и Сьерра-Мадре на о-ве Лусон, центральные горные цепи о-ва Минданао, архипелаг Сулу и др.

От Филиппин к югу протягиваются две системы дуг: одна (юго-западного направления), заканчивающаяся у о-ва Калимантан, и другая, проходящая почти меридионально на о-в Сулавеси и далее, после резкого изгиба у моря Банда, идущая на Яву и Суматру. Внутренняя вулканическая дуга второй системы включает острова Сангихе, северную и западную части о-ва Сулавеси, острова Ветар, Пантар, Ломблем, Флорес, Сумбава, Ломбок, Бали, часть Явы и Суматры. Общей особенностью этих районов является то, что они сложены преимущественно неогеновыми вулканическими образованиями с небольшими гранитоидными интрузиями при отсутствии или слабом развитии верхнемеловых и палеогеновых пород (иногда присутствует верхний олигоцен), а также наличие действующих сейчас вулканов.

Примером может служить разрез хр. Барисан Южной Суматры, начинающийся позднеолигоценными вулканами ("древнеандезитовый вулканизм"), выше которых лежат нижнемиоценовые андезиты и более кислые среднемиоценовые породы ("древнеогеновый вулканический цикл"). Андезитовые толщи нижнего и среднего миоцена Суматры пропилитизированы, содержат золото-серебряные и другие руды и по составу похожи на "зеленые туфы" Японии. В позднемиоценовое время, по Р. Беммелену (1957), начался новый, позднеогеновый-древнечетвертичный вулканический цикл с излияниями сначала базальтов, а затем более кислых пород. Для конца плиоцена характерны уже кислые вулканические продукты. В плейстоцене извергаются главным образом базальты и андезиты. Картина эта почти точно повторяет последовательность вулканических процессов во внутренних вулканических дугах Камчатки, Курильских островов и Японии.

Возможным продолжением внутренней вулканической дуги Индонезии на север являются Андаманские острова и цепь вулканов Гималаев - Чиндуин и др. (Гансер, 1967).

Другая система островных дуг проходит от Японии через Марианские острова к Новой Гвинее. В дуге Марианских островов, причленяющейся к Японской в районе Фосса Магна, условия внутренней вулканической дуги проявляются во внутренней цепи островов (северные Марианские острова, о-в Ио и дальнейший подводный хребет), где развиты миоценовые "зеленые туфы". Некоторые вулканы этой зоны сохраняют активность до настоящего времени.

После сложных дислокаций в южной части Марианской островной системы внутренняя вулканическая дуга продолжается вдоль Северного прогиба о-ва Новая Гвинея. Прогиб выполнен преимущественно неогеновыми отложениями, среди которых много вулканических пород (андезиты, липариты, базальты). Мощность неогена достигает 10 000 м. С вулканическими породами ассоциированы небольшие интрузии диоритов, гранодиоритов, габбро. Некоторые вулканы северной части о-ва Новая Гвинея действующие.

От Новой Гвинеи внутренняя вулканическая дуга прослеживается через о-в Новая Британия, Соломоновы острова, острова Санта-Крус, Новые Гебриды к островам Фиджи, а далее - к Новой Зеландии. Остров Новая Британия сложен преимущественно миоценовыми, плиоценовыми и плейстоценовыми вулканическими породами (главным образом андезитами). В небольшом количестве присутст-

буют олигоценые известняки. На севере острова находятся активные вулканы. На самом крупном из Соломоновых островов — о-ве Бугенвиль — разрез кайнозой также начинается с верхнего олигоцена и представлен почти целиком андезитами. На нем много действующих вулканов. Другие острова этого архипелага, особенно в его южной, более удаленной от океана зоне, также сложены преимущественно неогеновыми андезитами и известняками с небольшими гранитоидными интрузиями (Coleman, 1966).

В Новой Зеландии отчетливую характеристику внутренней дуги имеет вулканический п-ов Коромандел, сложенный неогеновыми и плейстоценовыми андезитами, дацитами, риолитами, базальтами.

В Антарктике возможное простирание внутренних вулканических дуг намечается к юго-западу от Новой Зеландии по расположению молодых вулканов о-ва Маккуори, побережья моря Росса, и далее вдоль молодого складчатого пояса до Южных Шетландских, Южных Оркнейских и Южных Сандвичевых островов. На всех этих островах широко распространены неогеновые андезиты, трахиандезиты, базальты (Климов и др., 1969).

В Андах простирание внутренних вулканических дуг вероятно вдоль Главной Кордильеры Чили, Западной Кордильеры Перу, Западной Кордильеры Колумбии. Эти структуры характеризуются развитием неогеновых вулканических пород (местами с позднепалеогеновыми морскими глинистыми толщами в основании), многочисленными небольшими интрузиями, а также современными проявлениями вулканизма. На севере они имеют продолжение в виде вулканической дуги Антильских островов.

Реконструкцией молодых дуг на западе Северной Америки занимались Г. Стоуз (Stose, 1951), Д.Т. Вильсон (1959), Р.С. Мур (1967) и др. Отчетливее всего внутренние вулканические дуги проявляются в Поперечной Вулканической Сьерре Центральной Америки (Mugaу, 1961), западной части п-ова Калифорния, Каскадных горах США, Береговом хребте Канады (Шухерт, 1957; Кинг, 1971; Termier, 1960). Общими чертами, которые сближают все эти районы, являются их геологическое развитие преимущественно в неогене и плейстоцене, главным образом вулканический характер пород (с преобладанием андезитов), наличие современных действующих вулканов. Классическим представителем внутренних дуг в Северной Америке являются Каскадные горы. Последние отделены продольной депрессией Уилламетт — Пьюджет—Саунд от Береговых хребтов штатов Орегон и Вашингтон, представляющих внешнюю дугу. Южным продолжением внутренней дуги является хр. Сьерра-Невада.

В западной части Каскадных гор андезиты и дациты переслаиваются с базальтами, излияния которых происходили в третичное время в соседнем эвгеосинклинальном прогибе. Собственно Каскадные горы, или "Высокие Каскады", представляют собой сооружение, образованное сильными субаэральными извержениями андезитов, дацитов, базальтов; последние изливались главным образом в плиоцене и плейстоцене (Waters, 1955). Две трети общего количества лав Каскадных гор (примерно 25 тыс. км³) составляют андезиты и андезито-базальты. Мощность вулканических толщ превышает 1000 м. Стратиграфия вулканогенных толщ в достаточной мере еще не разработана: по одним источникам (остатки листьев) возраст их определяется преимущественно миоценом, по другим (остатки позвоночных, абсолютный возраст пород) — от эоцена до плиоцена.

В периферических районах в это время изливались огромные массы базальтов: на западе — в морских условиях, на востоке (в бассейне р. Колумбии) — в континентальных (Waters, 1955). В Большом бассейне примерно в это же время были извержены большие количества кислого вулканического материала, главным образом игнибригов (Houten, 1961). Породы хребта на многих площадях изменены, причем эти изменения (преимущественно пропилитизация) несколько напоминают изменения зеленых туфов внутренних вулканических дуг Японии и Курильских островов. Вдоль оси хребта находится много небольших интрузий гранодиоритов, диоритов, мондонитов. На значительном протяжении островные дуги Северной Америки могут проходить вне материка, в прибреж-

ной его части. Минералогическое изучение донных отложений позволило выделить у западных берегов Северной Америки "андезитовую зону" (Петелин, Алексина, 1965).

Алеутские острова представляют собой двойную дугу, причем геоморфологически выражена преимущественно внутренняя вулканическая дуга с вулканами и современными вулканами (Coats, 1962; Payne, 1955). На островах Умнак и Богослов развита формация, похожая на "зеленые туфы": альбитизированные и хлоритизированные вулканиды переслаиваются с туфогенно-осадочными породами. Возраст этих образований примерно олигоцен-нижнемiocеновый.

Как видно из описаний, внутренние вулканические дуги значительно отличаются от внешних. Если внешним дугам свойственны верхнемеловые и палеогеновые отложения, то внутренние дуги развивались обычно начиная лишь с неогена (иногда с позднего олигоцена) и сложены преимущественно неогеновыми и плейстоценовыми породами. Вулканическая активность во внутренних дугах проявляется и в настоящее время. Вулканиды в них представлены главным образом андезитами и более кислыми породами, тесно ассоциированными с многофазовыми гранитоидными интрузиями; во внешних же дугах преобладают базиты и ультрабазиты.

Характерными образованиями внутренних дуг являются пемзы и игнимбриды, отсутствующие в отложениях внешних дуг. Формирование вулканических толщ во внутренних дугах обычно начиналось в подводной обстановке, вскоре сменявшейся островной и континентальной; большая часть вулканических пород этих дуг образовалась в субаэральных условиях. Мощность пород внутренних дуг гораздо меньше (в 2 раза и более) мощности вулканогенно-осадочных образований внешних дуг. В вулканических зонах эти образования представляют собой собственно вулканические породы — лавы и туфы со сравнительно небольшой примесью смешанных туфогенных пород. Вулканиды внутренних дуг после извержения подвергались специфическим газо-гидротермальным преобразованиям; сейчас они представлены преимущественно формацией "зеленых туфов", по многим особенностям отличающейся от обычных зеленокаменных и серпентинитовых изменений пород внешних дуг. Дислокации вулканических пород внутренних дуг в противоположность изоклиналим сериям (с надвигами) внешних дуг представлены пологими широкими складками с большим числом разломов и блоковых перемещений. Внутренние дуги от внешних значительно отличаются полезной минерализацией — развитием колчеданно-полиметаллических, медно-молибденовых, золото-серебряных, мышьяково-сурьмяно-ртутных и серных рудопроявлений.

Перечисленные особенности внешних и внутренних вулканических дуг вполне согласуются с более "континентальным" положением внутренних дуг по сравнению с внешними, с переходным типом земной коры под внутренними дугами, а также с тем интересным обстоятельством, что развитие внутренних дуг (начиная с неогена) как бы продолжает историю развития внешних дуг, перешедших в конце палеогена в континентальное состояние. Из характеристики молодых внешних и внутренних дуг Тихого океана видно, что как те, так и другие в значительной мере сложены вулканическими породами и должны быть отнесены к эвгеосинклиналиной зоне.

Тыловые прогибы

В приматериковой части молодых приокеанических структур располагается почти непрерывная цепь прогибов, выполненных преимущественно осадочными отложениями. Эти прогибы, которые, следуя терминологии Р. Беммелена, удобно называть тыловыми, по своим особенностям близки к краевым прогибам. На крайнем северо-востоке СССР к структурам такого типа относится прогиб Анадырской низменности и шельфа Анадырского залива, протягивающийся на юго-запад в Таловско-Пенжинскую впадину. Дальнейшим юго-западным продолжением подзоны тыловых прогибов является Западная Камчатка.

Близки к тыловым прогибам геологические условия Западного Сахалина, Северо-Западной Японии, западных районов о-ва Тайвань, северных частей островов Суматра и Ява, юга о-ва Новая Гвинея. Общеизвестной краевой структурой является Предандийский прогиб. Элементы тыловых структур обнаруживаются также во внутренних бассейнах США и Канады и некоторых впадинах Аляски.

На северо-востоке СССР лучше всего изучены отложения тыловых прогибов Западной Камчатки. Здесь несогласно на верхнемеловых образованиях лежат палеогеновые угленосные толщи, перекрывающиеся морскими отложениями с нефтепроявлениями. Верхним членом палеогенового разреза является ковачинская свита, в составе которой преобладают темные аргиллиты и алевролиты. Палеоген сложен в пологие брахискладки, местами переходящие в крутые линейные. В позднем эоцене и на границе палеогена и неогена на Западной Камчатке проявились тектонические движения и местами — извержения базальтовых и андезитовых лав и туфов. Пологолежащие отложения неогена разделяются на две серии, отделенные друг от друга несогласием: воямпольскую, частично угленосную, и кавранскую, преимущественно морскую. Вблизи внутренней вулканической дуги неоген представлен ритмичнослоистыми туфогенными отложениями с большим содержанием диатомитов. В позднем неогене проявилась магматическая деятельность (интрузии долеритов, шонкинитов, монзонитов, кринанитов и других щелочных и субщелочных пород). Общая мощность осадочных отложений палеогена Западной Камчатки составляет 6000–7000 м, неогена — 5000–6000 м.

Интересным является последовательное омоложение угленосных отложений Западной Камчатки в направлении с северо-востока на юго-запад. На побережье Пенжинской губы, у причленения Камчатки к матерiku, развиты верхнемеловые угленосные отложения, на севере Камчатки — эоценовые, на Средней Камчатке — среднемиоценовые, на юге полуострова — верхнемиоценовые и плиоценовые. Еще южнее протягивается Южно-Охотская впадина, прогибание которой лишь частично компенсировано отложением осадков. Это отражает последовательное формирование тылового прогиба (и других структурных элементов) Курило-Камчатской геосинклинальной системы по простиранию последней (от материка в сторону океана).

Отложения верхнего мела, палеогена и неогена общей мощностью более 5000–6000 м, сходные с западнокамчатскими, распространены к северу от Камчатки, в Таловско-Пенжинском и Анадырском прогибах, где установлена их газоносность.

У северного берега Охотского моря геофизическими исследованиями был выявлен (в пределах акватории Охотского моря) широтный Северо-Охотский прогиб, окаймленный с севера Охотско-Чукотским вулканоплутоническим поясом. Этот прогиб в некоторой степени служит связующим звеном между Западной Камчаткой и Сахалином. Мощность рыхлых, по-видимому, терригенных отложений в нем составляет около 6000 м.

С разрезом Западной Камчатки хорошо сопоставляются отложения Западного Сахалина, представленные верхнемеловыми, палеогеновыми и неогеновыми образованиями общей мощностью более 12 000 м. Сокращение мощности сахалинского разреза по сравнению с западнокамчатским происходит главным образом за счет уменьшения количества морских осадков. Угленасыщенность же западносахалинского разреза больше, чем западнокамчатского. На Сахалине хорошо выделяется не только по органическим остаткам, но и по литологии) характерная глинисто-алевритовая толща позднего олигоцена (геюйшинская свита). Здесь, как и на Камчатке, в нижнем миоцене развиты андезито-базальтовые продукты извержений (хойжинская свита). На севере Сахалина распространены преимущественно неогеновые рыхлые нефтеносные отложения.

На юг от Сахалина верхнемеловые и кайнозойские отложения непосредственно протягиваются на территорию Центрального Хоккайдо, где комплекс миогеосинклинальных отложений, возможно, включающих и часть нижнего мела, лежит несогласно на эвгеосинклинальных образованиях Хидака (прогиб

Исикари-Румон). Меловые терригенные отложения, местами содержащие вулканический материал, мощностью 4500–6000 м, имеют флишеидный характер. Палеоген, по данным японских геологов, лежит на мелу несогласно. На Хоккайдо так же, как и на Сахалине, в палеогеновых толщах мощностью более 5000 м преобладают солонатоводные и угленосные образования (группа Исикари). Верхняя часть палеогена (формация Паронай), соответствующая позднему олигоцену, представлена однородной толщей морских аргиллитов и алевролитов с известковистыми конкрециями. В основании ее местами проявляется трансгрессивное несогласие. Миоцен (группа Кавабата и др.) лежит на верхнем олигоцене также с несогласием и представлен преимущественно песчаниками и гравийными конгломератами с небольшим количеством туфов. В позднемиоценовых и плиоценовых толщах много туфокремнистых пород и туффитов, встречаются покровы андезитов и дацитов. По данным С. Нагао и др. (Nagaо e.a., 1959), значительную мощность (до 450 м и более) в прогибах имеют плейстоценовые отложения. Общая мощность палеогена и неогена Центрального Хоккайдо достигает 12 000 м.

В Северо-Западной Японии выделяется Цусимский краевой прогиб (Нактонг), выполненный мощными, преимущественно песчано-алевритовыми толщами мела, палеогена и неогена в солонатоводных и пресноводно-континентальных фациях, с подчиненным количеством морских осадков (Кропоткин, Шахварстова, 1965; Геологическое развитие Японских островов, 1968). Характерна меньшая дислоцированность здесь третичных пород и меньшее содержание в них вулканического материала сравнительно с другими внутренними районами Юго-Западной Японии. Лишь в поздненеогеновое время в прогибе развились извержения кислых лав, а в конце плиоцена-начале плейстоцена излились базальты.

Очень четко краевой прогиб (Предтайваньский, или "краевой прогиб Алишань") выражен в западной части о-ва Тайвань, где развиты отложения от поздне меловых до плейстоценовых. Особенно широко морская трансгрессия распространилась начиная с позднего олигодена (Ho, 1967). В течение палеогенового и неогенового времени здесь накопилась толща мощностью до 8000 м, сложенная главным образом кластическими, песчаными, алевролитовыми и глинистыми, угленосными и нефтеносными осадками с подчиненной ролью известняков и вулканических пород (базальты, туфы). Краевой прогиб мигрировал в течение неогена с севера на юг. Взаимоотношения между палеогеновыми и неогеновыми отложениями в нем не выяснены в достаточной степени. В направлении с запада на восток, в сторону молодой складчатой области, наблюдается обычное для краевых прогибов усиление дислокаций неогеновых пород вплоть до появления надвигов с восточным падением поверхностей.

Типичными миегеосинклинальными условиями характеризуется часть Филиппин, прилегающая к морю Сулу (акватория моря, западные части островов Палаван, Миндоро и др.). Во всяком случае часть этой территории принадлежит тыловому прогибу. Она сейсмична и почти лишена молодых магматических пород (Gervasio, 1967). Современное распространение палеогеновых и неогеновых отложений в разобренных бассейнах филиппинские геологи объясняют последующими (после седиментации) тектоническими процессами, именно разнонаправленными движениями отдельных блоков. В пользу этого говорит сходство третичных разрезов различных бассейнов, что позволило Р. Грей (Grey, 1967) дать для палеогена и неогена Филиппин общую стратиграфическую шкалу с выделением формаций и групп формаций.

У соединения Средиземноморского пояса альпид с Тихоокеанским подвижным поясом (вдоль края Индийской платформы) протягивается тыловой прогиб Иравади, выполненный верхнемеловыми и кайнозойскими нефтеносными терригенными породами (с подчиненными количествами вулканитов) мощностью до 10 000–15 000 м. С востока прогиб окаймлен вулканоплутоническим поясом (Кудрявцев и др., 1968).

Близки к краевым прогибам геологические условия северных районов Суматры и Явы, тяготеющих к окраине уже стабилизировавшейся мезозойской складчатой области, а также Северо-Западного Калимантана. В северной час-

ти островов Суматра и Ява распространены мощные (местами более 8000 м) морские солоноватоводные и континентальные нефтеносные и угленосные отложения с преобладанием песчаников, конгломератов, известняков, аргиллитов и с небольшим количеством вулканического материала андезитового состава. Разрез начинается с эоцена и заканчивается плиоценом. Поразительно сходство позднеолигоценовых пород этого разреза с уже описанными одновозрастными образованиями более северных районов тихоокеанского побережья Азии. Поздний олигоцен Северной Суматры представлен мощной (более 2000 м) толщей черных аргиллитов с карбонатными и пиритными конкрециями; местами аргиллиты замещаются известняками и туффитами. Для неогена характерно обилие кремнисто-туфогенных пород (Беммелен, 1957).

Прогиб Папуа на юге о-ва Новая Гвинея, приуроченный к краю Австралийской платформы, большинством исследователей рассматривается как краевой прогиб. Он выполнен мощной (до 15 000 м) толщей меловых и третичных образований — песчаников, конгломератов, алевролитов, аргиллитов, углей, мергелей, известняков, туфов и др. Неоген отделен от палеогена несогласием.

Как возможное южное начало Предандийского краевого прогиба можно рассматривать грабен, соединяющий моря Росса и Уэдделла в Антарктике. Эта структура располагается у границы платформы Восточной Антарктики и молодого складчатого пояса, протягивающегося от окончания Южной Америки, через Южные Сандвичевы и Южные Оркнейские острова, к Земле Мэри Бэрд. В восточной части моря Росса выявлена мощная (более 1,3 м) толща рыхлых кайнозойских отложений.

Предандийский краевой прогиб окаймляет с востока Анды на протяжении более 4000 м. Он развился в результате погружения края Южно-Американской платформы, начавшегося в позднем мелу и продолжавшегося в течение всего третичного времени. Мощность верхнемеловых, палеогеновых и неогеновых морских солоноватоводных и пресноводных отложений в прогибе достигает 20 000 м. На севере, в пределах так называемого Восточно-Венесуэльского прогиба, в основании разреза лежат верхнемеловые и палеогеновые известняки, доломиты, аргиллиты с фауной фораминифер. Нижне- и среднеэоценовые отложения отсутствуют из-за сильных тектонических движений этого времени. Верхний эоцен (группа Мерекуре) имеет мощность до 8000 м и представлен солоноватоводными и пресноводными отложениями с углями и рифовыми известняками. В олигоцене (мощностью до 6000 м) преобладают морские и континентальные обломочные породы. В миоцене (более 2000 м) развиты угле-содержащие континентальные отложения. На западе отложения Предандийского прогиба сильно дислоцированы, на востоке они постепенно переходят в платформенный третично-четвертичный чехол. Для южных частей прогиба характерно преобладание пестроцветных третичных пород (мощностью до 7000 м). Южнее широты 30° развиты красноцветные (континентальные, с отдельными горизонтами морских) отложения, содержащие потоки лав.

На территории США и Канады располагается цепь крупных тыловых бассейнов, выполненных преимущественно верхнемеловыми и палеоген-неогеновыми (главным образом терригенными морскими и континентально-пресноводными) отложениями (Грейт Валли, западная часть п-ова Калифорния, Денвер, впадины Вайоминга, Поркьюпайн и др.). Цепеобразное расположение прогибов параллельно фронту складчатой системы Кордильер, состав отложений, их значительная мощность (до многих тысяч метров), характер дислокаций пород и другие особенности бассейнов сближают их с краевыми прогибами. Американские геологи (Gilluly, 1963; Houten, 1961; Page, 1966; и др.) справедливо считают этот пояс бассейнов миогеосинклинальной зоной молодой геосинклинальной системы, эвгеосинклинальная часть которой располагается у берегов Тихого океана.

Из впадин Аляски по своему расположению и особенностям палеоген-неогенового разреза ближе всего к краевым прогибам стоит депрессия залива Кука (Wolfe, Hopkins, 1966; Келли, 1967). Эта впадина развивалась в палеогене и неогене унаследованно от более раннего, мезозойского периода

осадконакопления. Палеоген-неогеновые образования представляют собой пресноводные и солоноватоводные отложения мощностью до 4500 м, состоящие главным образом из обломочных пород, содержащих угли и нефть. По остаткам флоры для северо-запада Северной Америки устанавливается климатический оптимум в среднеэоценовое время и резкое похолодание в конце олигоцена (Wolfe, Hopkins, 1966). Возможно, к тыловым прогибам относится и прогиб Якатага на Аляске. Третичные отложения (на западе прогиба, по-видимому, содержащие в основании и верхний мел) сложены терригенными и частично вулканогенными породами и имеют мощность более 7000 м (Меланхолина, 1973). Характерной особенностью прогиба является развитие надвигов в его некоторых зонах. Третичные (и позднемеловые?) толщи лежат с угловым несогласием на мезозойских породах, включающих и часть мела.

В заключение обзора тыловых прогибов Тихоокеанского подвижного пояса можно отметить их следующие особенности: выполнение преимущественно терригенными отложениями; огромная мощность толщ, нередко превосходящая 10 000–15 000 м; широкое развитие наряду с морскими отложениями солоноватоводных и пресноводно-континентальных; молассовый характер большей части пород; сравнительно небольшое количество магматических пород (главным образом субщелочных и щелочных); иногда при значительных содержаниях пирокластического и другого вулканогенно-обломочного материала в обломочных породах; обычные угленосность и нефтеносность отложений в северных и средних широтах при преобладании в южных широтах пестроцветных и красноцветных отложений; участие в разрезах наряду с палеогеном и неогеном верхнемеловых осадочных отложений, частое несогласное залегание палеогена на этих отложениях; слабая складчатость отложений в наплатформенной части прогиба и ее усиление в направлении к складчатой области (до развития там надвигов). Почти все эти особенности тыловых структур свойственны и классическим краевым прогибам. Это позволяет считать тыловые прогибы Тихоокеанского подвижного пояса аналогами краевых прогибов в расширенном понимании этого термина, допуская возможность нахождения в разрезах краевых прогибов и более ранних образований, чем молассы (Власов, 1969).

Отложения краевых прогибов слагают миогеосинклиналиную, приматериковую зону геосинклиналиного комплекса.

Двигаясь в глубь континентов, мы встречаем внутриконтинентальные межгорные впадины. К особенностям этих структур, позволяющим отличать их от тыловых прогибов, относятся: тесная ассоциация туфогенных отложений межгорных впадин с вулканитами краевых вулканических поясов; почти исключительно наземный и пресноводный характер отложений, их сравнительно небольшая мощность (десятки метров, в редких случаях – сотни метров); слабый диагенез осадков, значительное участие в их составе перекрытых кор выветривания; частое присутствие вулканических пород наряду с угленосностью отложений; нередкое присутствие в толщах межгорных впадин битуминозных сланцев; в этих толщах обычно нет интенсивных складчатых дислокаций; несмотря на формирование палеоген-неогеновых отложений в отдельных внутриконтинентальных впадинах, в их разрезах довольно отчетливо выделяются три комплекса – палеоген-нижнемиоценовый, миоцен-плиоценовый и верхнеплиоцен-нижнечетвертичный (нижний комплекс отвечает погружению впадин, средний – их поднятию и развитию грубообломочных континентальных моласс, верхний – проявлениям неотектонических движений с излияниями базальтов).

Краевые вулканические пояса

Вдоль восточной окраины Азиатского материка протягивается с перерывами на расстояние более 5000 км вулканический пояс, получивший наименование Восточно-Азиатского краевого вулканического пояса. Его северную часть (от Чукотки до хр. Джугджур) обычно называют Охотско-Чукотским звеном пояса или просто Охотско-Чукотским поясом (Устиев, 1959). Южнее находятся Восточно-Сихотэ-Алинское, Южно-Корейско-Китайское и

Восточно-Китайское звенья пояса. Восточно-Азиатский пояс располагается в общем на границе мезозойских и позднемеловых-кайнозойских структур, почему он и получил наименование краевого.

Накопление вулканитов Охотско-Чукотского пояса началось, по мнению В.Ф. Белого (1969), в раннемеловое (по другим данным - в позднеюрское) время. Вулканизм в нем продолжался до палеогена включительно. В зависимости от строения земной коры и местных тектонических условий, определяющих различные уровни магмообразования, состав вулканических продуктов варьировал на различных отрезках пояса. Тем не менее намечаются некоторые общие закономерности в изменениях состава лав. В вулканическом поясе преобладает развитие базальтовой, андезитовой и игнимбритовой формаций. Последняя тесно связана с интрузивными породами (диоритами, гранодиоритами, гранитами). В апте-туроне состав вулканических продуктов характеризовался относительной пестротой, в позднем сене-дате преобладала игнимбритовая формация, а в раннем палеогене - базальтовая. Изменения состава магматических продуктов имели непрерывный, иногда прерывистый характер. В большинстве разрезов наблюдается цикличность в чередовании пород различного состава, чаще с нормальным изменением пород от основных к кислым. Общая мощность вулканитов Охотско-Чукотского звена пояса и некоторых разрезах достигает 2000-2500 м. Объем пород базальтовой формации В.Ф. Белым оценивается примерно в 35 тыс. км³, андезитовой - 120 тыс. км³, игнимбритовой - 100 тыс. км³. Преобладающая часть вулканитов представляет собой субаэральные образования. В пределах Охотско-Чукотского пояса известны оловянные, ртутные и другие руды.

Формирование Восточно-Сихотэ-Алинского звена вулканического пояса началось, по мнению большинства авторов, в середине позднего мела, по некоторым данным (Ростовский, 1974) - в конце раннего мела, и продолжалось в палеогене и неогене. По геофизическим данным, полоса развития вулканитов Восточного Сихотэ-Алиня приурочена к сочленению земной коры континентального и промежуточного типов (Красный, 1968). Вулканическая деятельность происходила вдоль разломов северо-восточного направления и опережающих их северо-западных и широтных трещин.

Общая мощность верхнемеловых и палеогеновых вулканитов в Сихотэ-Алине составляет 1500-2000 м, неогеновых - 600-800 м. В позднемеловое время извергались преимущественно липаритовые, дацитовые и андезитовые туфы и игнимбриты с одновременным внедрением интрузий (состав - от габбро до гранитов). В раннем палеогене формировались толщи андезитовых лав и туфов, перекрывающиеся обычно более кислыми вулканическими продуктами - липаритами, перлитами, игнимбритами. С вулканитами ассоциированы интрузии: от габбро-монзонитов до лейкократовых гранитов. В эоцене излились значительные количества базальтов и андезито-базальтов, для позднего олигоцена характерны толщи пепловых трахилипаритовых туфов и туффитов. Примерно синхронными с этими туфами являются интрузии субшелочных интрузивных пород (гранит-порфиры и др.). В миоцене развились излияния базальтов и андезито-базальтов, сменившиеся извержениями более кислых продуктов (дациты и липариты). В раннечетвертичное время по широтным трещинам и из щитовидных вулканов изливались платобазальты. В некоторых межгорных впадинах вулканические породы переслаиваются с туфогенно-осадочными, содержащими бурые угли. В Восточно-Сихотэ-Алинском поясе среди вулканитов и субвулканических интрузивных пород имеются оловянно-вольфрамовые, олово-полиметаллические, сурьмяные, ртутные, алунитовые и серные руды.

Южнее, в юго-восточной части п-ова Корея, меловые вулканические породы (подсерия Силла) несогласно перекрывают юрские образования (подсерия Нактонг). Они представлены андезитами, дацитами, липаритами, их туфами, игнимбритами и содержат туфогенно-осадочные слои с флорой готерива-турона (Геология Кореи, 1964). Мощность вулканогенно-осадочной толщи достигает 4500 м. На размытой поверхности пород подсерии Силла лежат кислые эффузивы дат-палеоцена. С верхнемеловыми эффузивами ассоциированы интрузии

диоритов, гранодиоритов, гранитов. С позднемеловыми и палеогеновыми образованиями Кореи связаны алунитовые, полиметаллические и другие руды.

Вулканогенные образования Корейского пролива распространяются за пределы п-ова Корея в юго-западных районах Внутренней Японии: Майдзуру, Мино-Тамба и др. (Геологическое развитие Японских островов, 1968). В нижнемеловых толщах преобладают андезиты, верхний же мел сложен преимущественно липаритами, их туфами, игнимбритами (серии Такада и Сакуги), ассоциированными с гранитоидными интрузиями. Мощность вулканических толщ достигает 4000 м. В залегающих среди вулканитов осадочных слоях содержится верхнемеловая флора. Среди позднемеловых и палеогеновых образований Северо-Западной Японии размещается большое число разнообразных рудных месторождений.

В Юго-Восточном Китае сильные вулканические извержения происходили вдоль системы разломов северо-восточного простирания в позднеюрское и меловое время. Главная масса вулканитов накопилась в приразломных прогибах и межгорных впадинах, где вулканиты переслаиваются с осадочными угленосными отложениями. Общая мощность вулканических пород достигает 3000 м. Среди более ранних излияний преобладают андезиты и дациты, среди более поздних — липариты и трахиты. С кислыми вулканитами связаны крупные интрузии гранитоидов и небольшие экструзивные тела кислого состава, составляющие вместе с вулканическими породами единую вулкано-плутоническую формацию. Среди всех этих магматических образований находятся разнообразные руды. В третичное время на юге Китая, в пределах Тихоокеанского подвижного пояса, изливались преимущественно базальты (побережье Восточно-Китайского моря, о-в Хайнань и др.).

Продолжается ли Восточно-Азиатский вулканический пояс к югу от Китая? Этот вопрос пока не может быть решен определенно. Возможно, что цепи молодых интрузивов полуостровов Индокитай и Малакка соответствуют дальнейшему простиранию краевого пояса. На краю материкового массива и молодой подвижной области сформировались большие игнимбритовые поля Суматры (Bemmelen, 1963).

Восточная окраина Австралийского материка вместе с о-вом Тасмания в мезозое и кайнозое подвергалась сильным тектоническим воздействиям со стороны развивавшихся в это время рядом мезозойских и кайнозойских прогибов. Эта наиболее подвижная (в мезозое и кайнозое) часть Австралии отличается от остальной территории материка наличием сравнительно мощных мезозойских отложений (до 8000 м в бассейне Мэриборо) и сильными проявлениями вулканизма как в мезозойское, так и (особенно сильно) в кайнозойское время (Браун и др., 1970). Вулканический пояс Восточной Австралии представляет в плане огромную дугу, примерно параллельную дугообразной структуре примыкающей к Австралии с востока молодой складчатой области (Новая Зеландия, Новая Каледония, Соломоновы острова и др.). Андезиты и риолиты в этом поясе распространены мало (преимущественно в позднемезозойское время), в кайнозое здесь широко проявились излияния основных и субщелочных лав, приуроченные главным образом к трем периодам: 1) палеоцен-эоцену (базальты Виктории); 2) олигоцен-миоцену, возможно частично к более раннему времени (щелочные базальты, лимбургиты, эгириновые и рибекитовые трахиты Центрального Квинсленда; тела гранофиоров, липаритов, долеритов между двумя толщами оливиновых и безоливиновых базальтов в Юго-Восточном Квинсленде); 3) концу плиоцена-раннему плейстоцену (базальты). Последние вулканические извержения в Восточно-Австралийском поясе происходили несколько тысячелетий тому назад. Только на о-ве Тасмания в настоящее время насчитывается до 300 сохранившихся вулканических центров.

Несмотря на краевое положение вулканического пояса Восточной Австралии, он отличается незначительным развитием кислых вулканитов. В то же время в нем проявляются все главные фазы излияний базальтовых лав, ха-

раактерные для окраин Азиатского континента (эоценовая, раннемиоценовая и позднелигоцен-раннечетвертичная). Очевидно, окраина Австралийской платформы была слишком стабильна для развития корового сиалического магматизма и реагировала на тектонические напряжения лишь глубокими расколами и периодическими излияниями базальтовых лав.

Возможным южным продолжением вулканического пояса Тихого океана является Арктический вулканический пояс — полоса кайнозойских субщелочных основных вулканитов, протягивающаяся вдоль тихоокеанского побережья Антарктиды (Равич, Грикуров, 1970).

Край Южно-Американского материка со стороны Тихого океана окаймляется Андами с почти непрерывной полосой молодых вулканитов и гранитоидных батолитов, протягивающейся на расстояние около 8000 км. Гранитоидные интрузии здесь начали формироваться со среднего триаса, однако для домиоценового времени были более характерны извержения кислых эффузивов больших масштабов, главная же масса плутонов относится к позднему мелу; для части интрузий доказан палеогеновый возраст. Состав интрузий: гранодиориты, диориты, граниты, в меньших количествах присутствуют габбро, монцититы, тоналиты (Муњос Кристи, 1959). Интрузивная деятельность сопровождалась образованием сравнительно небольшого объема вулканических продуктов среднего и кислого составов.

Характер магматической деятельности в Андах резко изменился с миоцена. В неогене крупных интрузий формировалось мало; в больших количествах извергались вулканические продукты, главным образом андезиты и липарито-дациты, в меньших количествах — базальты. В ослабленной форме вулканическая деятельность продолжается и в настоящее время. Молодые вулканы Анд приурочены главным образом к трещинам, ограничивающим грабены (Герт, 1959). С кислыми вулканитами тесно ассоциированы сравнительно небольшие гранитоидные интрузии. Для неогена характерны липаритовые и липарито-дацитовые игнимбриты, особенно широко распространенные в Перу, в пограничных районах Боливии и Чили. Абсолютный возраст игнимбритов определяется калий-аргоновым методом от 10 до 4 млн. лет (Jenks, Goldich, 1956). Вместе с другими вулканитами кислые эффузивы и игнимбриты образуют пояс, протягивающийся на расстояние около 3000 км.

Дальнейшее продолжение краевого вулканического пояса в Центральной и Северной Америке выражено полями позднемиоценовых-кайнозойских вулканитов Никарагуа, Гондураса, Сальвадора, Гватемалы, Мексики, США (штаты Нью-Мексико, Колорадо, Вайоминг, Айдахо), Канады (Британская Колумбия), Аляски. Вулканиты избирательно приурочены к границе молодого структурного комплекса с ранее стабилизировавшимися складчатыми областями. В пределах Кордильер Канады эта граница соответствует примерно рву Скалистых гор. Местами сохранились цепи современных вулканов (в Гватемале, Сальвадоре, Поперечная Вулканическая Сьерра в Мексике). Мощность вулканогенных толщ достигает 1500–2000 м, в их составе преобладают липариты, дациты, базальты. Неоднократно отмечалась тесная связь некоторых вулканитов (в том числе игнимбритов) с интрузивными породами — диоритами, гранит-порфирами и др.

В сжатых структурах Кордильер эффузивный магматизм в значительной мере заменился интрузивным (пояса батолитов). Как и в Восточно-Азиатском краево вулканическом поясе, в вулканоплутоническом поясе Кордильер кислотность и щелочность магматических продуктов увеличиваются в направлении от океана в сторону материка (Gilluly, 1963; Dickinson, 1962).

Новые материалы показывают несправедливость делавшихся ранее противопоставлений краевых вулканических поясов Восточной Азии и батолитовых поясов Западной Америки. В вулканитах Восточно-Азиатского краевого пояса обнаружены многочисленные гранитоидные интрузии, американские же "батолиты" в значительной части оказались близповерхностными и, возможно, частично поверхностными образованиями. Классические батолиты Боулдер, Айдахо, Сьерра-Невада и другие, по геологическим и геофизическим данным, пред-

ставляются сейчас плоскими телами относительно небольшой мощности (часто менее 10 000 м). В их верхних частях находятся мелкокристаллические породы с гранофировой структурой, указывающие на быстрое охлаждение гранитной магмы, а также эффузивы, игнимбриты, остатки крупных кальдер (Hamilton, Myers, 1967). Кислые вулканические продукты многих районов Северной Америки (Йеллоустонский национальный парк, Большой Бассейн и др.), ранее описывавшиеся как "риолитовые плато", оказались игнимбритами (Westerveld, 1963; Cook, 1963; и др.). Очевидно, краевые вулканические пояса Восточной Азии и батолитовые пояса Западной Америки — не столь уж контрастные образования. Те и другие являются вулканоплутоническими ассоциациями. Иные количественные соотношения эффузивных и интрузивных пород в тех и других обусловлены различиями тектонических условий, в первую очередь — большим сжатием структур Западной Америки, затруднявшим поступление магм на поверхность. Там, где молодые геологические структуры показывают проявления значительных сил растяжения (например, в Центральной Америке), краевые вулканоплутонические пояса сложены главным образом эффузивами. Смена в Андах в начале неогена условий сжатия растяжением обусловила замену преимущественно интрузивного магматизма эффузивным.

Следовательно, структуры типа краевых вулканических поясов присущи не только Азиатскому, но и Австралийскому и Американскому континентам. Как общие особенности краевых вулканических поясов у Тихого океана можно отметить: гесное сопряжение эффузивных и интрузивных форм магматизма (т.е. вулканоплутонический характер магматических комплексов); сравнительно кислый, с повышенным содержанием калия (трахидациты, трахилипариты) состав преобладающей части вулканических пород; диоритовый, гранодиоритовый и гранит-порфировый состав интрузий; контрастные проявления в определенных моменты базальтовых лав; большая мощность (1500–2000 м) вулкаников; значительное участие игнимбритов в сложении вулканических толщ; приуроченность к границе земной коры континентального типа; развитие вольфрамового, олово-полиметаллического, золото-серебряного оруденения; преимущественно позднемеловой-палеогеновый возраст пород. Последнее подтверждает серьезное значение рубежа между ранним и поздним мелом в геологической истории Тихоокеанского подвижного пояса.

* * *

Сравнение особенностей различных элементов молодого структурного комплекса у Тихого океана приводится в табл. 2; табл. 3 дает представление о геофизических особенностях различных элементов.

Сделанный обзор отложений отдельных элементов позднемелового-кайнозойского структурного комплекса Тихого океана показывает хорошую сопоставимость разрезов в пределах однотипных элементов, несмотря на кажущуюся "пестроту" состава верхнемеловых и кайнозойских отложений в различных притихоокеанских районах. Это подтверждает правильность выбора элементов позднемелового-кайнозойского комплекса в качестве основных структурных подразделений приокеанических частей материков Азии, Северной и Южной Америки. Выделение этих элементов в качестве подзон в переходной зоне от континента к Тихому океану представляет удобный путь тектонического районирования Тихоокеанского подвижного пояса.

Такое районирование более конкретно, чем предлагаемое Ю.М. Пушаровским (1964) деление структур у Тихого океана на фронтальные и тыловые. Внутренние вулканические дуги попадают у Ю.М. Пушаровского в разряд то фронтальных, то тыловых структур. Кроме того, понимание Ю.М. Пушаровским тыловых структур как более ранних по отношению к фронтальным не согласуется, на наш взгляд, с фактическим ходом развития геологического процесса у Тихого океана, именно — с первоначальным формированием фронтальных прогибов внешних дуг и последующим оформлением тыловых структур. Отсюда возможны недоразумения, например отнесение Ю.М. Пушаровским и

Таблица 2

Геологические особенности элементов молодой геосинклинальной системы

Геологическая характеристика	Краевой вулканический пояс	Тыловой (краевой прогиб)	Внутренняя вулканическая дуга
Структура	Глыбово-сводовая с многочисленными разломами	Асимметричный прогиб с пологой складчатостью, иногда осложненной у окраин надвигами	Пологое валообразное поднятие, нарушенное разломами
Общая мощность отложений	Умеренная (1000-3000 м)	Большая (до 10 000-15 000 м)	Умеренная, иногда значительная (3000-5000 м и более)
Наиболее характерные вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации	Базальт-трахиандезит-игнимбриновый комплекс формаций	Щелочно-базальтоидно-молассовый комплекс формаций (с угленосными и нефтеносными молассами, туфо-диатомитовой формацией и др.)	Базальт-андезит-плагиолипаритовый комплекс формаций (с зелеными туфами)
Интрузивные породы	Небольшие субвулканические массивы гранитов, гранодиоритов, гранит-порфиров, аляскитовых гранитов; местами - крупные интрузии	Вдоль разломов - экструзии и субинтрузии преимущественно щелочных пород	Гранодиориты, диориты, монцитониты (много мелких, иногда сравнительно крупные тела)
Преобладающие типы метасоматических-измененных пород	Грейзены, скарны, пропилиты, вторичные кварциты галогенно-кислотного ряда	Аргиллизиты, щелочные метасоматиты	Сольфатарные изменения, в более глубоких горизонтах - пропилитизация и калишпатизация
Минералогения	Олово, вольфрам, молибден, полиметаллические руды, угленосные отложения в межгорных впадинах	Угленосные и нефтеносные отложения, бентонитовые глины, диатомиты, ртуть (у разломов), цветные металлы	Сера, сурьма, мышьяк, ртуть, полиметаллические руды, медь, молибден, титан- и ванадийсодержащие пески
Примеры в Тихоокеанском поясе	Восточно-Азиатский вулканогенный пояс, Восточный вулканический пояс Камчатки, вулканические районы Западной Америки	Западно-Камчатский прогиб, Пенжинский прогиб, Анадырская депрессия, краевой прогиб Суматры и Явы, Прогиб Папуа (о-в Новая Гвинея), Предандийский краевой прогиб и др.	Центрально-Камчатская вулканическая зона, Большая Курильская дуга, Внутренняя зона Северо-Восточной Японии, хр. Барисан Южной Суматры и др.

у Тихого океана

Центральная впадина	Внешняя складчатая дуга	Фронтальный прогиб (океанический желоб)
Грабен-мульда, ограниченная разломами	Интенсивная складчатая, с линейными, часто опрокинутыми складками и надвигами	Узкая глубокая крутосклонная впадина в месте выхода на поверхность зоны Беньофа
Умеренная, местами большая (до 3000-4000 м)	Очень большая (до 15 000-20 000 м и более)	Местами значительная (до нескольких тысяч метров)
Вулканогенно-молассовая формация	Флиш, спилито-кератофировый комплекс формаций	Песчано-сланцевая формация и спилито-диабазовая серия формаций (в эмбриональном виде)
Иногда ультрабазиты по ограничивающим впадину разломам	Плагиограниты, габбро-диориты, диориты, сиениты, гипербазиты (иногда крупные тела)	Известны основные и ультраосновные породы (желоба Пуэрто-Рико, Тонга)
Преимущественно диагенетические преобразования пород	Пропилитизация, лиственитизация, щелочной метасоматоз, серпентинизация	Серпентинизация (ультраосновных пород)
Угленосные и нефтеносные отложения, ртуть (у разломов) (?), цветные металлы	Железо, марганец, медь, хром, никель, кобальт, асбест	?
Центральная Камчатская депрессия, впадина между подводным хребтом Витязя и Большой Курильской дугой, Центральная впадина о-ва Тайвань и др.	Восточная Камчатка, Малая Курильская дуга, Внешняя зона Юго-Западной Японии, о-в Новая Каледония, Патагонские Анды Южной Америки, Береговые хребты США и др.	Курильский, Алеутский, Рюкю, Филиппинский, Марианский и другие океанические желоба

Таблица 3

Геофизические особенности элементов геосинклинали системы

Геофизическая характеристика	Краевые вулканические пояса	Тыловые (краевые) прогибы	
		компенсированные осадками	некомпенсированные осадками (глубоководные впадины окраинных морей)
Тип и мощность коры	Континентальный, 30-70 км	Континентальный, 20-30 км, часто с увеличенной мощностью первого (осадочного) слоя	Субокеанический, 10-15 км: осадочный слой - 1-4 км, гранитный - 3-4 км (часто отсутствует), базальтовый - 8-10 км; подкорковый слой (ниже поверхности М) несколько отличается от океанического по скоростям сейсмических волн
Изостатические аномалии	Нередки	Относительное изостатическое равновесие	Небольшие
Гравиметрическая характеристика (аномалии Буге)	От +100 до -100 мгл Аномалии изометричные, нередко разноориентированные; небольшие градиенты (0,2-0,5 мгл/км)	Положительные(?) аномалии до 200 мгл	Значительные положительные аномалии: от +200 до +250 мгл и более Аномалии изометричные
Магнитные аномалии	Наложённые аномалии, положительные (поля основных пород) и отрицательные (поля кислых пород), интенсивностью до 300 γ, с горизонтальными градиентами 20-25 γ/км	Отрицательные магнитные поля с относительно небольшими горизонтальными градиентами напряженности	Аномалии, несколько отличные от наблюдаемых на дне океана (магнитные поля высокой интенсивности)
Тепловой поток	Слабый (1-2 мккал/см ² .с), иногда		повышенный
Сейсмичность		Пониженная	
Состояние верхней мантии (по геофизическим данным)	Разуплотнение (?)	Уплотнение (> 3,35 г/см ³)	
Мощность волновода (слоя пониженной вязкости)		100-150 км (?)	

Внутренние вулканические (андезитовые дуги)	Фронтальные структуры		Срединные массивы
	внешние дуги (внешние прогибы, прошедшие инверсию)	океанические желоба (внешние прогибы, не прошедшие инверсию)	
Субконтинентальный, 10-20 км: осадочный слой - 2-3 км, гранитный - 1-4 км, базальтовый - 7-10 км	Субокеанический, 10-15 км, с резко утолщенным первым (осадочным) слоем	Океанический, 10-12 км: осадочный слой - 2-3 км, гранитного нет, базальтовый - 7-9 км; на некоторых участках - субконтинентальный; резкое погружение поверхности М под осями желобов	Пониженная мощность земной коры за счет утонения гранитного слоя, реже - утолщение коры (до 50 км)
	Значительные отрицательные	Большие отрицательные (над осью желоба или между желобом и вулканической дугой)	Иногда
Аномалии от +200 до -50 мгл; часто - небольшие положительные аномалии ричные и линейные	Большие положительные аномалии (более +250 мгл); увеличение их в сторону океана, где тоньше кора	Интенсивные отрицательные аномалии	Положительные аномалии (местами переходящие в отрицательные)
Резко дифференцированные значопеременные поля с высокими градиентами	При переходе от океана к континенту магнитные поля приобретают неспокойный характер, абсолютные значения аномалий увеличиваются		Относительно спокойное магнитное поле
(Японское море)	Интенсивный (более 2 мккал/см ² .с)	Ослабленный	Слабый; у границ массивов иногда повышенный
Значительная	Сильная		Иногда значительная
Разуплотнение (< 3,30 г/см ³)	Разуплотнение (?)	Уплотнение (< 3,35 г/см ³)	?
Наличие слоев пониженных сейсмических скоростей		300-350 км (?)	?

Р.А. Афремовой (1965) о-ва Новая Каледония к тыловым структурам. Как особенность Новой Каледонии они отмечают окончание формирования там геосинклинальных толщ в палеогене, а не в неогене, как это типично, по их мнению, для других западных районов Тихоокеанского тектонического кольца. Объяснение этому, по заключению Ю.М. Пушаровского и Р.А. Афремовой, надо искать в том, что район острова находится в пределах тыловой части пояса кайнозойского тектогенеза.

Однако раннее окончание геосинклинального режима в прогибах Новой Каледонии, естественно, объясняется их принадлежностью к внешним дугам, которые обычно в неогене переходили в островное, а затем в континентальное состояние. Более же "тыловые" прогибы внутренних вулканических дуг развивались начиная лишь с раннего миоцена и далее в течение всего неогена. Действительно, рассмотрение особенностей отложений Новой Каледонии (согласное перекрытие верхнего мела палеогеном; развитие в палеогене флиша; распространение базальтов, кремнистых сланцев, яшм; наличие перидотитов и серпентинитов; залегание пород в опрокинутых складках и др.) подтверждает принадлежность ее к внешним дугам, т.е. не к тыловой, а к фронтальной части пояса.

Таким образом, учет закономерностей строения геосинклинальных структурных комплексов у Тихого океана позволяет понять особенности отдельных подзон пояса и помогает прогнозировать возможное нахождение тех или иных полезных ископаемых, свойственных различным подзонам.

Общие условия развития комплекса островных дуг¹

Поздний мел

Поздне меловая эпоха занимает особое место в геологической истории Тихого океана. Это время сильного растяжения земной коры, глубоких разломов, массовых излияний основных лав, внедрений по разломам ультраосновных интрузий. Разломы возникали у фронта складчатых сооружений мезозойд. Поднятиям последних противопоставлялись внешние прогибы новой геосинклинальной системы, связанные с выходами зон Беньофа. Эти протяженные прогибы выполнялись вулканогенными и вулканогенно-осадочными толщами. В то же время, вероятно, стал формироваться и Восточно-Тихоокеанский хребет (Кулон, 1973).

Начало геосинклинальных опусканий датируется в большинстве районов Прихотской области саноманом или альбом. Поздне меловые отложения ложатся несогласно на более древние, мезозойские породы, но местами, например в Хоккайдо-Сахалинской зоне, можно предполагать унаследованность поздне мелового осадконакопления от раннемелового-юрского. В Корякском нагорье простирание валанжинской спилито-диабазовой формации параллельно поздне меловым-кайнозойским прогибам (Вулканогенно-кремнистые формации Камчатки, 1974). Таким образом, при общем наложенном характере поздне меловых вулканогенных и вулканогенно-терригенных прогибов местами проявляются черты их унаследованности от более древних мезозойских структур. Очевидно, развитие этих прогибов явилось лишь одним из этапов процесса, начавшегося не позднее середины палеозоя, именно - последовательного движения геосинклинальных прогибов в сторону океана. По заключению В.А. Красилова (1972), в течение всего мелового времени на юге Дальнего Востока происходило последовательное перемещение (в сторону океана) структурного комплекса, состоящего из трех более или менее параллельных зон, сменяв-

¹ Анализ условий развития поздне мелового-кайнозойского комплекса островных дуг сделан главным образом по материалам, касающимся Прихотской области (Курило-Камчатская дуга и Сахалин), с привлечением данных по другим дугам Тихого океана.

ших друг друга с запада на восток в следующем порядке: 1) зона наземного вулканизма, 2) миогеосинклиальная зона с терригенными морскими отложениями, 3) эвгеосинклиальная зона с кремнисто-вулканогенными образованиями.

В начале позднего мела миогеосинклиальная зона располагалась на современной территории Западного Сахалина, эвгеосинклиальная — на Восточном Сахалине. По материалам В.М. Гранника (1973), вулканические процессы на Сахалине получили особенно большое развитие в коньякском — раннесантонском и в позднекампанском — датском веках. Вулканические центры сосредоточивались в юго-восточных районах Южного Сахалина (Восточно-Сахалинские горы, п-ов Терпения). В прогибах извергались основные магматические продукты, на относительно приподнятых структурах — более кислые. Континентальный вулканизм в это время получил значительное развитие в восточных районах Сихотэ-Алиня (трахиандезитовая формация). Восточная окраина краевого вулканического пояса заходила и на территорию современного Сахалина, во всяком случае в конце мелового времени (поздний маастрихт — дат). Об этом свидетельствует содержание грубообломочного вулканического материала андезитового состава в бошняковских отложениях Западного Сахалина и наличие, по наблюдениям Г.М. Власова в 1937 г., позднемелового вулкана вблизи берега Татарского пролива в верховье р. Владимировки. Растительные остатки в туфах свидетельствуют о субаэральном характере извержений. Это показывает несправедливость утверждений З.П. Потаповой (1962) и Е.Н. Меланхолиной (1973) об отсутствии местных вулканических центров на Западном Сахалине в позднемеловое время.

Сходная картина имела место в районе Камчатки, где позднемеловые терригенные образования (возможно, включающие также и альб) локализовались в крайней западной части полуострова (пенжинская зона), а кремнисто-вулканогенные породы занимали остальную, восточную часть полуострова (камчатская зона). Первые формировались в прибрежных условиях и содержат параллельные угленосные толщи, в то время как кремнисто-вулканогенные породы накапливались в относительно глубоководных, по-видимому, океанических условиях. Вулканические процессы происходили в нескольких районах, один из которых протягивался вдоль современного хр. Морошечного, другой — у восточной границы Среднего Камчатского массива. Направление третьей вулканической зоны следовало примерно оси Восточно-Камчатского антиклинория. Крупная зона существовала в северной части Камчатско-Корякского антиклинория, она продолжалась в центральной части Корякского нагорья. Вулканизм всех этих районов был связан с глубокими разломами, вдоль которых в периоды растяжения коры внедрялись ультраосновные интрузии.

В юго-западной части Курило-Камчатской дуги позднемеловые прогибы развивались на месте островов современной Малой Курильской гряды и продолжающего ее подводного хребта Витязя. В подводных условиях здесь формировалась толща вулканогенно-обломочных и вулканомиктовых пород преимущественно базальтового и андезито-базальтового состава. Для этих толщ характерны подушечные базальтовые лавы и значительные изменения пород (хлоритизация, карбонатизация, цеолитизация). Выше лежащие верхнемеловые отложения представляют собой главным образом туфогенные накопления с обломочным вулканическим материалом андезитового состава. Интрузии в позднемеловых толщах отличаются относительным однообразием — это преимущественно габбро и габбро-диориты.

Условия заложения и развития позднемеловых геосинклиальных прогибов на Камчатке детально анализировались В.К. Ротманом (1965, 1968, 1971) и Б.А. Марковским (Ротман, Марковский, 1965, 1968, 1970). Они выделяют там три зоны, различающиеся по особенностям глубинного строения и метаморфизма: приконтинентальную (Среднего хребта), промежуточную (Восточного хребта) и приокеаническую (п-ов Кроноцкого). В восточном направлении все более возрастает роль вулканитов в сложении геосинклиальных толщ, омолаживается их возраст, увеличиваются значения положительных аномалий.

малый силы тяжести (за счет сокращения мощности земной коры и выклинивания гранитного слоя). На п-ове Кроноцком значения силы тяжести близки к океаническим, а состав базальтов почти тождествен океаническим толеитам. Все это позволило В.К. Ротману и Б.А. Марковскому сделать вывод о заложении поздне меловых геосинклинальных прогибов в восточной зоне непосредственно на океанической коре. Это согласуется и с выводом М.Ю. Хотина (1972) об океаническом типе основных и ультраосновных пород, обнажающихся на Восточной Камчатке в низах поздне меловых геосинклинальных толщ. Действительно, лишь в океанических условиях возможно образование столь однообразных ранне геосинклинальных вулканогенно-осадочных толщ, распространенных на огромном протяжении от Корякского нагорья до Японии и южнее.

Поздне меловые миогеосинклинальные отложения хорошо представлены в разрезах Западного Сахалина и в Пенжинском районе Северной Камчатки. Образования, переходные от эвгеосинклинальных к миогеосинклинальным, обнажаются в обрывах мыса Омгон (Западная Камчатка) и в междуречье Белоголовой и Морошечной. Отложения, включающие, кроме верхнего мела, также и альб, описаны многочисленными авторами; чтобы не повторяться, отметим лишь их основные особенности. Прежде всего, это большая мощность (до 3000-4000 м и более), преимущественно терригенно-обломочный состав (песчаники с прослоями алевролитов и аргиллитов, иногда последние слагают самостоятельные толщи), флишoidalный характер разреза в некоторых районах, частое содержание зольных каменных углей. Поздне меловые терригенные отложения в приматериковой миогеосинклинальной зоне содержат лишь редкие небольшие тела диабазов, габбро, диоритов, диоритовых порфиритов, а также те или иные количества пирокластического и вулканического материала среднего и кислого состава. Источником его являлись субэвральные вулканы, располагавшиеся на окраине континента (краевой вулканический пояс).

Палеоген

Движения в конце мелового периода обусловили отсутствие отложений самого раннего палеогена (палеоцена) на большей части Приохотской области. Унаследованное с позднего мела осадконакопление продолжалось лишь в некоторых глубоких прогибах восточных зон (например, Восточной Камчатки), где среди палеоценовых туфогенно-осадочных морских отложений встречаются потоки базальтовых лав. Постепенные переходы верхне меловых отложений в палеогеновые (синегорские слои) установлены также в южных районах Западного Сахалина (Калишевич, 1961; и др.). Предположительно ранне палеогеновые вулканы основного состава имеются в Малой Курильской дуге. В общем же начало палеогена характеризовалось в молодых геосинклиналях ослаблением вулканических процессов. Лишь у окраины геосинклиналей, в краевом вулканическом поясе, продолжался интенсивный вулканизм с извержением кислого и среднего по составу вулканического материала и внедрениями субвулканических и гипабиссальных гранитоидных интрузий.

Своеобразную вулканическую область в начале палеогена представляло собой поднятие в юго-западной части Тихого океана с базальтовыми вулканами. Эта область, определявшая конфигурацию островных дуг в кайнозое, являлась, по-видимому, крайней западной частью поднятия Дарвина (Менард, 1966). Поднятие Дарвина отчетливо выражено на палеогеографических картах Тихоокеанского пояса, составленных Г.М. Власовым (1972) для различных временных отрезков кайнозоя.

Оживление вулканической деятельности произошло с наступлением новой эпохи растяжения земной коры в конце раннего-начале среднего эоцена. Характерная особенность эоценового вулканизма - широкое распространение базальтовых лав с подчиненным количеством вулканогенно-обломочных пород андезито-базальтового состава. Во фронтальных зонах геосинклинальной системы (п-ов Кроноцкий) эоценовые вулканы представлены базальтовыми шаровыми лавами, по составу соответствующими высокоглиноземистым кварце-

вым толеитам. В тыловых структурах (Западная Камчатка), кроме базальтов, присутствуют и более кислые вулканы.

Эоценовые базальтовые лавы распространены почти во всех районах Южного Приморья, Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, Нижнего Приамурья (кузнецовская, тадушинская, зайсановская свиты). Они широко развиты и в Охотско-Чукотском вулканическом поясе. Подводные и субаэральные извержения базальтов отмечаются в эоцене Японии, Австралии, о-ва Новая Каледония, США (штат Вашингтон, р. Колумбия), Канады (о-в Ванкувер) и других районов.

Процессы растяжения земной коры в эоцене сопровождались опусканиями, развитием морских условий. В это время, по-видимому, погрузилось в океан поднятие Дарвина. В пределах краевых вулканических поясов в эоцене образовались многочисленные межгорные впадины.

Конец эоцена и олигоцен отличались ослаблением вулканизма в геосинклинальной системе, исключая краевой вулканический пояс, где в позднем олигоцене развились трахилипаритовые извержения и внедрялись небольшие интрузии трахидацитов, сиенит-порфиров и других субщелочных пород. Интрузии эти в большинстве случаев еще не выявлены геологическими съемками, а встреченные интрузивные массивы обычно необоснованно относились к более ранним образованиям. Возникает интересная аналогия со Скалистыми горами США (также занимающими краевое положение в геосинклинальной системе Кордильер), где лишь недавно стали выделяться олигоценные магматические породы кислого и субщелочного состава, ранее считавшиеся ларамийскими (Taylor e.a., 1968).

К концу палеогена произошло значительное выравнивание площади суши, что проявилось в глинистом и алевроитовом составе отложений в позднеолигоценых бассейнах. Большие количества вулканических пеплов трахилипаритового состава, выброшенные в конце олигодена окраинноматериковыми вулканами, обусловили туфогенность позднеолигоденовых пород, а вблизи вулканических центров терригенно-осадочные отложения полностью замещены туфами.

Неоген - плейстоцен

В конце палеогена - самом начале миоцена на месте внешних эвгеосинклинальных прогибов поднялись геоантиклинали внешних дуг. Отложения прогибов были смяты в крутые складки, опрокинутые в сторону океана, с надвигами в том же направлении.

Сжатие вскоре сменилось растяжением, и уже в раннем миоцене рядом с поднятиями внешних дуг (со стороны материка) начали формироваться цепи вулканических островов с преобладающим андезитовым составом лав (внутренние вулканические дуги): глубокие расколы дошли в это время до очагов андезитовой магмы, располагавшихся у фокальных зон, и сделали возможными излияния магматических продуктов на поверхность. Один из крупнейших разломов протягивался несколько восточнее главного водораздела Камчатки (Центрально-Камчатский глубинный разлом), продолжаясь южнее в цепи островов Курильской гряды. У этого разлома сформировались главные звенья внутренней вулканической дуги - Центрально-Камчатская вулканическая зона и Большая Курильская дуга. Меньшего масштаба вулканические процессы происходили в зоне восточных полуостровов Камчатки, у разломов, ограничивающих Олюторский прогиб, в Паланском районе Западной Камчатки, вдоль западного берега Сахалина, на п-ове Шмидта и в других районах. Подушечное сложение лав и обычное переслаивание вулканических с морскими терригенными отложениями показывают, что вулканические извержения в раннем миоцене происходили под водой (на мелководье) и на вулканических островах.

В составе вулканических продуктов раннемиоценового времени преобладали андезиты и андезито-базальты известково-щелочной серии, сразу же после излияний подвергавшиеся гидротермальным зеленокаменным преобразованиям. В ранних вулканогенных поднятиях, возникавших в геосинклинальных трогах

и получивших большое развитие в среднем миоцене, концентрировались продукты дифференциации андезитовой магмы — андезито-дациты, дациты, плагиолипариты. Приподнятые структуры являлись ареной интенсивных газо-гидротермальных процессов, в том числе щелочного (главным образом натриевого) метасоматоза. К ним приурочивались интрузии диоритов и плагиогранитов, становление которых часто сопровождалось калиевым метасоматозом. Верхние части среднемиоценовых вулканогенных толщ формировались обычно уже в субаэральных условиях.

Огромные масштабы в начале миоцена принял вулканизм в пределах окраинноконтинентальных районов, где изливались преимущественно базальтовые и андезито-базальтовые лавы. Вертикальные движения нарушили позднепалеогеновую поверхность выравнивания, усилили контрасты рельефа, ускорили накопление в межгорных впадинах осадочных и вулканогенных пород. Во внешних районах с этими движениями связано образование крупных грабеновидных опусканий (Внутренняя зона Северо-Восточной Японии, Перуанско-Чилийская впадина и др.).

Последующее время характеризовалось раскислением магматических продуктов, внедрениями массивов роговообманково-биотитовых гранодиорит- и гранит-порфиров. Формирование среднемиоценовых гранитоидных интрузий соответствует уже периоду восстановления напряжений сжатия в земной коре.

Если для Центральной Камчатки ранне-среднемиоценовое время было периодом развития протяженной зоны сильного андезитового вулканизма, то на Восточной Камчатке, во внешней дуге, в раннем миоцене геосинклинальный вулканизм завершился формированием интрузий плагиогранитов и кварцевых диоритов с колчеданными и магнетитовыми рудопроявлениями у контактов. Интрузии размещаются в туфогенных отложениях палеоген-раннемиоценового флиша. В непосредственной близости к зонам разломов флиш замещается вулканогенно-осадочными и вулканогенными образованиями андезито-базальтового и андезитового состава. На Западной Камчатке, в отдельных зонах тылового прогиба (преимущественно вблизи границы Охотской платформы), в раннем — среднем миоцене происходили извержения вулканических продуктов (состав — от андезито-базальтов до липаритов и трахилипаритов), и наряду с этим изливались базальты. Обилие извергавшихся в среднемиоценовое время кислых вулканических пеплов обусловило развитие в морских бассейнах диатомей и белесоватую окраску среднемиоценовых отложений (воямпольская серия).

Позднемиоценовое время было новой эпохой растяжения коры и возобновления (в связи с этим) базальтового вулканизма. Главными вулканическими зонами в это время являлись Центральная Камчатка, Большая Курильская дуга, Западный и Центральный Сахалин. В некоторых районах тылового прогиба Западной Камчатки известны небольшие позднеогеновые интрузии субщелочных базальтоидов и других более кислых субщелочных пород. Центрально-Камчатская вулканическая зона к этому времени представляла собой почти непрерывный надводный хребет, и вулканические процессы происходили там преимущественно в субаэральных условиях. Большая Курильская дуга тогда лишь намечалась цепью небольших вулканических островов. На Сахалине вулканические извержения происходили как в подводных, так и в субаэральных условиях.

Наиболее распространенной формой вулканов в начале позднемиоценовых базальтовых излияний на Камчатке и Курильских островах была щитовидная; эта форма быстро эволюционировала (после раскисления магматических продуктов) в стратовулканы. Раскисление особенно резко проявилось в конце миоцена-начале плиоцена, когда растяжение коры сменилось сжатием, когда извергались преимущественно андезитовые, дацитовые и липарито-дацитовые лавы (нередко с щелочным уклоном) и формировались многочисленные экструзии и субвулканические интрузии. В плиоцене развился специфический кислый вулканизм, проявляющийся извержениями пемзовых потоков и игнимбритов в континентальных и мелководных прибрежных условиях.

В некоторых районах Тихого океана (Анды, Камчатка) плиоценовые образования отличаются значительной рудной продуктивностью. Вероятно, много-

численные плиоценовые рудные залежи в других районах остаются пока неизвестными из-за небольшой еще глубины эрозионного среза.

На окраине Азиатского континента, в пределах краевого вулканического пояса, конец среднего – начало позднего миоцена также ознаменовались излияниями базальтов и андезито-базальтов (сандуганская свита Приморья, базальты Кочкам северной части п-ова Корея и др.). В позднем миоцене – раннем плиоцене во многих районах происходили извержения пеплов трахилипаритового состава (усть-суифунская свита). По-видимому, плиоценовый возраст имеют небольшие интрузии щелочных базальтоидов (трахидолериты, абсарокиты, фергуситы и др.), известные на Ханкайском массиве, в Угловском буроугольном бассейне, по р.Бикин и в других районах.

К концу плиоцена произошла относительная стабилизация обширных районов, рельеф был значительно выровнен, а затем проявилась тенденция общего поднятия. Новая эпоха растяжения земной коры ознаменовалась глубокими расколами, дифференцированными движениями отдельных блоков, излияниями базальтов из трещин и щитовидных вулканов как в пределах Курило-Камчатской дуги и Сахалина, так и на материке. Главные вулканические зоны в начале плейстоцена протягивались по Центральной Камчатке и вдоль Большой Курильской дуги, в Восточно-Сихотэ-Алинском и Западно-Сихотэ-Алинском поясах, у широтных материковых разломов, на периферии современных Восточно-Сахалинских гор.

Перед фронтом молодой складчатой области Камчатки в конце плиоцена образовался новый Курило-Камчатский океанический желоб. К этому же времени, по-видимому, относится опускание платформы Охотии с появлением котловины Охотского моря и, возможно, формирование (в результате растяжения земной коры) Южно-Охотской глубоководной впадины.

Развитие Курило-Камчатского желоба – эмбриона нового геосинклинального прогиба – сопровождалось образованием на краю молодой складчатой области краевого вулканического пояса (Восточная Камчатка). В этой структуре проявляется общая особенность краевых вулканических поясов – совмещение во времени и пространстве резко контрастных по составу магматических образований: с одной стороны, базальтов, с другой – дацитов и липаритов. Извержения кислых игнимбритов сопровождались пемзовыми и игнимбритовыми потоками, а также формированием экстррузивных куполов. Сопутствующие вулканизму газо-гидротермы в результате дифференциации в близповерхностных условиях дают в кальдере Узон целую гамму минеральных вод различного состава от первичных – перегретых хлоридно-щелочных (с гейзерными явлениями на выходах) до производных – хлоридно-сульфатных и сульфатных. Воды содержат металлы и обуславливают современное рудоотложение (сульфиды ртути, сурьмы, мышьяка, свинца и др.; Набоко, 1974).

Таким образом, с конца плиоцена-начала плейстоцена у восточных окраин Азиатского материка перед фронтом молодой складчатой области сформировалась новая геосинклинальная система, включающая Курило-Камчатский океанический желоб (выход зоны Беньофа), островную вулканическую дугу Курильских островов, Восточно-Камчатский краевой вулканический пояс, геосинклинальные бассейны внутренних морей с глубоководными впадинами.

Некоторые стратовулканы, возникшие еще в конце неогена, в плейстоцене продолжали унаследованное развитие, извергая все более и более дифференцированные вулканические продукты из залегающих под ними периферических магматических очагов. К их числу относятся вулканы Менделеева, Большой Алней, Карпинского и др. Газо-гидротермальные процессы и рудоотложение на таких вулканах происходили в течение позднего неогена-плейстоцена, а местами продолжают и сейчас. Большинство их занимает крайнее (ближайшее к океану) положение в меридиональных рядах вулканов. Идя вдоль этих рядов от океана в сторону континента, мы встречаем все более и более молодые вулканы с последовательным возрастанием основности и щелочности лав.

В течение плейстоцена в Курило-Камчатской дуге вулканы эволюционировали от щитовидных базальтовых до андезитовых стратовулканов, а вул-

канические зоны перемещались к востоку, в сторону океана. Плейстоценовый же вулканизм Сахалина и материка ограничился излияниями платобазальтов (с повышенной щелочностью).

Можно отметить следующие тенденции в современном развитии молодых Приохотских складчатых областей и сопряженной с ними геосинклинальной системы. Происходящее сейчас в Курило-Камчатском желобе накопление терригенных (местами туфогенных) песчаносланцевых толщ, вероятно, скоро сменится обстановкой подводного вулканизма, в которой образуется спилито-диабазовая формация. Длительное время будет продолжаться заполнение осадками впадин окраинных морей и, таким образом, рост внутренней миогеосинклинальной зоны.

В Восточно-Камчатском вулканическом поясе в ближайшем будущем следует ожидать формирование мощной толщи кислых вулканитов, тесно сопряженных с субвулканическими интрузивными и экструзивными образованиями. Этот пояс сейчас вступает в эпоху с оптимальными условиями для рудообразования.

* * *

Мы видим, что наряду с отдельными уже сформировавшимися участками молодых складчатых областей Приохотская область в целом еще продолжает геосинклинальное развитие, вступив с конца плиоцена в новый этап. Окончательное оформление миогеосинклинальной зоны, вероятно, произойдет еще не скоро. Поскольку накопление терригенных осадков происходит неизмеримо медленнее, чем вулканогенных, выполнение краевых прогибов обычно отстает от формирования фронтальной эвгеосинклинальной зоны. Окраинные морские бассейны Восточной Азии служат примером тыловых прогибов молодой геосинклинальной системы, еще не компенсированных осадкоотложением. Характерно, что тыловые прогибы позднемиоценовой-кайнозойской геосинклинальной системы у Тихого океана еще продолжают формироваться (Меланхолина, 1973). Мощность плейстоценовых отложений в некоторых из них достигает 500 м (прогиб Исикари). Заполнение осадками бассейнов краевых морей (Охотское, Японское и др.), очевидно, займет еще очень много времени. Насколько значительным может быть отставание формирования миогеосинклинальной зоны от эвгеосинклинальной, показывает пример эвгеосинклинальных (невадиды) и миогеосинклинальных (ларамиды) структур Северной Америки.

По мере стабилизации структурных комплексов островных дуг и роста сиала континентов происходило последовательное перемещение пограничных структур в сторону океана. Приблизленные расчеты размеров этого перемещения для Курило-Камчатской и Японской дуг с позднего палеозоя до начала плейстоцена дают величину примерно 200-300 км (Власов, 1972, 1973). Из рис. 1 видно, что расчеты скорости продвижения "фронта складчатости" у Тихого океана относятся к суженным участкам геосинклинальных систем, где эта скорость, очевидно, была минимальной. Максимальная же величина продвижения андезитовой линии от Азиатского материка к океану за время с палеозоя до современного по палеотектонической карте, составленной Н.А. Богдановым (1966), определяется в 1500-2000 км.

Сложность некоторых участков островных дуг и молодых складчатых областей объясняется регенерацией и неоднократным осложнением структур в многоэтапном и обычно многоцикловом процессе геосинклинального развития. Осложнения эти вызывались чаще всего следующими причинами.

1. При смещении геологических процессов в сторону Тихого океана тыловые элементы структурных комплексов накладывались на фронтальные. Так, например, значительная часть позднемиоценовых-кайнозойских тыловых прогибов развивается на месте эвгеосинклиналей предшествующего (мезозойского) тектоно-магматического цикла (прогибы Западного Сахалина, Хоккайдо, Тайваня, Калифорнии и др.). В настоящее время происходит наложение развивающегося (у современного океанического желоба) молодого Восточно-Камчатского кра-

евого вулканического пояса на более раннюю фронтальную структуру – антиклинорий внешней дуги Камчатки.

2. Нередко имеет место несколько несогласное простираение вновь развивающихся структурных комплексов по отношению к предыдущему структурному комплексу. Это обусловило, например, сложные взаимоотношения в Тихоокеанском подвижном поясе палеозойского структурного комплекса с последующими геосинклинальными комплексами, несмотря на окаймляющее Тихий океан положение тех и других.

3. В эпохи расширения развивались системы глубоких расколов земной коры, сопровождавшиеся массовыми излияниями базальтовых лав. Появление мощных толщ основных вулканитов "нарушает" стройность формационных рядов геосинклиналей. Разломы и связанные иногда с ними рифты осложняют структуру комплексов.

4. В эпохи сжатия участки континентальной коры надвигались на океаническую кору, надвиги в миогеосинклиналях перекрывали и деформировали тыловые структуры (пример – надвиговые "чешуи" Скалистых гор).

5. У молодых глубоководных желобов происходили обрушения и погружения участков фронтальных структур (например, у тихоокеанских берегов Южной Америки).

6. Местами развивались поперечные флексуобразные и грабенные структуры типа Фосса Магца (Япония) и ее камчатского аналога – Петропавловско-Малкинской зоны поперечных дислокаций.

7. Вдоль части разломов происходили горизонтальные перемещения ограниченного масштаба.

Все перечисленные дислокации были естественным следствием сложной истории развития систем островных дуг. Некоторыми исследователями они несправедливо относятся к проявлениям процессов активизации, другими объясняются "столкновениями" дуг друг с другом и с континентальными плитами (Mitchell, Bell, 1973).

При кажущейся на первый взгляд сложности и "пестроте" магматических и рудообразующих процессов в молодой геосинклинальной системе они оказываются в тесной связи как друг с другом, так и с общим ходом развития земной коры, направленного в сторону ее сиализации. Рудный процесс в молодом структурном комплексе был тесно связан с развитием земной коры, с ростом сиаля у континентов (Власов, 1973б).

Общая последовательность формирования различных элементов молодого геосинклинального комплекса у Тихого океана показана в табл. 4; в этой же таблице выделенные этапы развития комплекса сопоставлены с подразделениями геосинклинального периода, предлагаемыми различными исследователями.

При проведении границы между собственно геосинклинальным и орогенным этапами, а также границы между раннегеосинклинальным и позднегеосинклинальным этапами естественно учитывать переломные моменты смены условий сжатия расширением. Образование внешнего прогиба – глубоководного желоба – вследствие процессов растяжения на выходе фокальной зоны знаменовало начало наиболее длительного раннегеосинклинального этапа, обнимающего поздний мел, палеоцен и часть эоцена. Этот этап продолжался до инверсии прогиба. Время инверсии и поднятия геоантиклинали внешней дуги (связанных со сменой растяжения сжатием) относится уже к позднегеосинклинальному этапу (вторая половина эоцена – олигоцен). Орогенный этап (миоцен и плиоцен) опять характеризовался условиями растяжения (временами сменявшегося сжатием), которые способствовали андезитовому вулканизму и развитию внутренней вулканической дуги. Двойные дуги после заполнения осадками тылового прогиба и центральной впадины превратились в молодую складчатую область. В посторогенный этап (конец плиоцена – начало плейстоцена) происходили излияния платобазальтов (т.е. опять проявлялось растяжение), перед фронтом складчатой области образовалась новая глубоководная впадина-прогиб, на краю области начал формироваться краевой вулканический пояс.

Таким образом, смена этапов определялась изменениями условий сжатия-расширения вызывавшими резкие изменения тектонической и палеогеографической обстановок.

Эволюцию магматизма и металлогении в островных дугах по мере роста сиалической коры показывает постепенное возрастание роли коровых очагов, все большее и большее влияние структуры земной коры на состав пород и руд.

К числу интереснейших проблем петрогенезиса относится вопрос об источнике щелочей, в частности калия. Несомненно двойственный характер щелочности пород. С одной стороны, наблюдается обогащение щелочами пород по мере их раскисления — это объяснимо накоплением легкоподвижных щелочей вместе с сиалическими продуктами. С другой стороны, нередко проявляется обогащенность щелочами раннегеосинклинальных магматических продуктов основного состава, что указывает на их глубинный источник. Например, поступление калия из мантии в сенон-раннем палеогене (время это в периферических областях Тихого океана соответствовало раннегеосинклинальному этапу) было таким интенсивным, что "волна щелочности", двигавшаяся от океана, обусловила обратную зональность в распределении калия: содержание калия в сенон-раннепалеогеновых породах увеличивается не в сторону континента, а в направлении океана (Сухов, 1975).

Вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации Курило-Камчатской дуги и Сахалина

Поскольку эффузивные и интрузивные образования тесно связаны между собой, естественно, что каждая вулканогенная формация имеет интрузивные аналоги. В этом отношении наши представления близки к взглядам Е.К. Устиева (1969) и И.В. Лучицкого (1971). Как в сводной таблице формаций, так и при дальнейших описаниях вулканогенных формаций отмечается их принадлежность к той или иной вулканоплутонической ассоциации.

Формации могут быть объединены в серии и комплексы в соответствии с их естественными группировками в определенного типа структурах в определенных этапах их развития¹.

Классификация вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций Курило-Камчатской дуги и Сахалина приведена в табл. 5, из которой видно, что собственно геосинклиальному этапу свойственны три комплекса формаций, последовательно сменяющих друг друга во времени.

1. Спилито-кератофировый комплекс, образующийся при подводном вулканизме в ранние стадии развития геосинклинальных трогов и продолжающий формироваться после дифференциации площади трога на ранние (преимущественно подводные) поднятия и погружения. Комплекс ассоциируется с песчано-сланцевой формацией ("блестящие сланцы", аспидная формация), развивающейся в глубоких частях бассейнов, за пределами влияния вулканических зон.

2. Флишевый комплекс, получающий развитие после появления надводных геосинклинальных поднятий.

3. Комплекс глинисто-алевролитовых формаций ("черные сланцы"), соответствующий времени непосредственно перед инверсией геосинклинального режима, отвечающий периоду относительного выравнивания площади поднятий, уменьшения интенсивности вулканических процессов.

Для орогенного этапа характерны также три комплекса формаций.

1. Базальт-андезит-плагиолипаритовый, развивающийся при росте вулканогенных поднятий внутренних вулканических дуг.

2. Базальт-трахиандезит-игнимбритовый, слагающий в основном краевые вулканические пояса и проявляющийся также в геосинклиналах внутренних дуг.

3. Щелочно-базальтоидно-молассовый, связанный с общим поднятием системы и разрывом горных сооружений; особенно большой мощности он достигает в краевых прогибах. Комплекс включает и "вулканогенные молассы". Наши представления об их генезисе отличаются от представлений В.К. Ротмана (1963).

Свойственный посторогенному этапу трапповый комплекс (или платобазальты) формируется обычно уже после некоторого выравнивания складчатой области.

¹ Термин "серия" по отношению к сообществам формаций применялся Н.П. Херасковым (1967): "молассовая серия формаций". Термин "комплекс формаций" предлагался также Н.П. Херасковым для крупных (геосинклинальных, орогенных, платформенных) группировок формаций.

Следует учитывать, что формации геосинклинального и орогенного этапов в соседних структурно-формационных зонах могут перекрывать во времени друг друга. Так, в позднемеловое и палеогеновое время в восточных зонах притихоокеанских геосинклиналей образовывались раннегеосинклинальные формации, а в западных (краевой вулканический пояс) — орогенные. Это является неизбежным следствием тесной связи структур различных тектоно-магматических циклов. Краевой вулканический пояс, развитие которого было связано с движением молодого (позднемелового-кайнозойского) тектоно-магматического цикла, в то же время являлся орогенной структурой предыдущего (мезозойского) цикла. Заложение ее совпало с завершением позднегеосинклинальной стадии и началом геоантиклинального этапа развития мезозойид. Какая-либо пауза между окончанием складчатых движений и началом вулканизма отсутствовала. Нижние слои вулканитов пояса, сформировавшиеся еще в подводных условиях (петрозувская свита Приморья, больбинская свита Нижнего Приуралья), ложатся непосредственно на раннеорогенные молассы (Ветренников, 1973а,б).

Перейдем к краткой характеристике отдельных формаций.

Раннегеосинклинальный этап. Спилито-кератофировый комплекс формаций

Гипербазитовая серия формаций

Принадлежность гипербазитов к ранним геосинклинальным образованиям сравнивается Ю.А. Кузнецовым (1964). Однако в молодой геосинклинальной системе у Тихого океана ультрабазиты встречаются преимущественно в связи со спилито-диабазовой формацией вдоль глубинных разломов (офиолитовая ассоциация). Как подчеркивает Н.П. Херасков (1967, с. 384), "гипербазиты в типичных орогенических комплексах неизвестны". Действительно, в притихоокеанских орогенических структурах они отсутствуют. Гипербазиты полициклически развивавшейся складчатой области Сихотэ-Алиня, на которые ссылается Ю.А. Кузнецов (1964), находятся также в ассоциации с раннегеосинклинальными вулканитами основного состава (Мартынюк, 1972).

Если, как сейчас считают, некоторые разновидности ультрабазитов (перидотиты, дуниты) являются остатком после выплавки базальтов из пиролита, то ассоциация ультрабазитов с раннегеосинклинальными излияниями основных лав кажется вполне естественной. Характерно, что позднемеловые ультрабазиты Камчатки избирательно приурочены к кремнисто-вулканогенным породам и отсутствуют в одновозрастных терригенно-обломочных толщах, замещающих вулканиты в удалении от разломов. Предпочтительное проявление ультрабазитов в раннегеосинклинальную стадию объясняется, по-видимому, также тем, что условия растяжения и открытые разломы в это время дают возможность ультрабазитовой магме подняться к поверхности. Хорошо известно совместное нахождение базальтовых магматических продуктов и ультрабазитов в срединно-океанических рифах. Часть этих ультрабазитов может являться первичным продуктом (пиролитом), из которого выплавлялись базальты.

О том, что по крайней мере в некоторых случаях гипербазиты при подъеме к поверхности представляли собой магму, а не смесь кристаллов оливина, энстатита и других минералов с небольшими количествами воды (Кузнецов, 1964) и не протрузивные массивы (Пейве, 1969), говорят примеры типичных магматических инъекций ультрабазитов (перидотиты, гарцбургиты, дуниты и др.) на Восточной Камчатке. Магматическая природа позднемеловых гипербазитов Камчатки доказывается, помимо морфологии их интрузий, наличием рвущих "горячих" контактов и содержанием в ультрабазитовых интрузиях ксенолитов вулканогенно-осадочных пород, претерпевших термальный метаморфизм. Известняки на контактах с гипербазитами перекристаллизованы в мраморы; пелитовые и алевропелитовые туфы превращены в гранат-пироксе-

новые роговики, по базальтам развились плагиоклаз-пироксеновые новообразования (Долматов, 1972).

В редких случаях, выходя на морское дно, ультрабазитовые интрузии давали (после некоторой обработки их морем) брекчии-ритмиты своеобразного, по-видимому, гиалокластического характера (Михайлов, 1955). Стратифицированная толща ультраосновных (пироксенитовых) вулканических брекчий, туфов и лав мощностью 250-300 м описана Б.А. Марковским (1974) в позднемеловой толще хр. Кумроч на Камчатке. При исследовании донных пород в южной тропической зоне Тихого океана (в районе вулкана Петелина) были встречены своеобразные пузыристые, ультраосновные по составу, авгититовые лавы (Скорнякова, 1964; Мурдмаа и др., 1973). Эти породы, по-видимому, относятся к эффузивным образованиям. Перидотитовые "пиллоу"-лавы, описанные на Кипре Гассом (Gass, 1958), также, очевидно, представляют собой лавовые излияния на морское дно. Горячие контакты альпинотипных ультрабазитов (серпентинизированные гарбургиты и дуниты) с вмещающими нижнепалеозойскими породами наблюдал С.Карамата (Югославия).

Приведенные данные показывают малую обоснованность утверждений о возможности внедрения ультрабазитов в верхние горизонты земной коры лишь в твердом состоянии, так же как и об отсутствии парагенетических соотношений между гипербазитами, габбро и толеитовыми базальтами эвгеосинклинальных зон.

Значительную ясность в проблему гипербазитов вносят исследования С.С. Зиминой (1973), охватившие в той или иной мере все основные гипербазитовые пояса у Тихого океана. Такой широкий подход к проблеме, тщательное исследование вещественного состава гипербазитов с учетом пространственного и геологического положения их поясов, сравнение составов гипербазитов и ассоциированных с ними габброидов и базальтов - все это обеспечило надежность сделанных С.С. Зиминой выводов: а) гипербазиты внедрились в кору в виде магматических расплавов (что не исключает возможности последующего перемещения их серпентинизированных разностей в твердом состоянии); б) гипербазиты, габброиды и вулканические офиолитовой серии являются родственными образованиями, возникшими из магм, рожденных в результате селективного плавления верхней мантии; в) зональное расположение различных типов гипербазитов как в целом у Тихого океана, так и в пределах отдельных островных дуг (более дифференцированные разности во внутренних, континентальных зонах, менее дифференцированные, с большим количеством легколетучих компонентов - во внешней, океанической) позволяет предполагать, что "процесс формирования складчатых регионов и эволюция земной коры в пределах Тихоокеанского пояса совершались по типу наиболее полно развитых островных дуг. При этом наращивание континентов и островов в сторону Тихого океана, начиная с позднего палеозоя, происходило большей частью за счет производных менее дифференцированных (в горизонтальном направлении) зон верхней палеомантии" (Зимин, 1973, с. 384).

Химические составы некоторых гипербазитов, связанных с раннегеосинклинальными образованиями у Тихого океана, приводятся в табл. 6. Из нее видно, что, двигаясь от океана через островные дуги на континент, мы встречаемся со следующими (в общем незначительными) изменениями составов гипербазитов: 1) увеличением содержания кремнезема, глинозема, калия, кальция, 2) довольно резким возрастанием содержания титана на континенте, 3) уменьшением содержания железа, магния и натрия.

Геосинклинальные гипербазиты существенно не отличаются по химическому составу от гипербазитов рифтов срединно-океанических хребтов. Средний состав перидотитов Срединно-Атлантического хребта (по пяти анализам - Бонатти и др., 1973): SiO_2 - 39,25; TiO_2 - 0,16; Al_2O_3 - 2,38; Fe_2O_3 - 6,45; FeO - 2,04; MnO - 0,15; MgO - 36,24; CaO - 0,89; Na_2O - 0,37; K_2O - 0,03%. Близость альпинотипных гипербазитов и гипербазитов океанических хребтов по минералогическому и химическому составам, структуре, характеру и степени изменения подчеркивают В.В. Велинский и Г.В. Пинус

Таблица 6

Средние химические составы (в %) гипербазитов, связанных с раннегеосинклинальными образованиями у Тихого океана

Компоненты	Восточная Камчатка					Западная Камчатка			
	Великореченская зона		Вывенская зона	Хатырская зона		Усть-Бельский массив	Таловская зона	Маметчинская зона	Валижгенская зона
	Лерцолит	Перидотит	Верлит	Дунит	Гарцбургит	Саксонит	Лерцолит	Перидотит	
	n = 2	2	2	4	5	8	14	2	8
SiO ₂	36,35 ¹	36,87 ¹	42,55 ¹	36,80 ¹	40,80 ¹	39,20 ¹	40,39 ¹	37,89 ¹	41,98 ¹
TiO ₂	0,21	Следы	0,24	0,16	0,06	0,09	0,09	0,06	0,03
Al ₂ O ₃	4,10	2,29	2,68	1,59	0,93	1,61	1,84	2,81	1,35
Fe ₂ O ₃	9,60	4,07	5,80	10,10	4,61	3,60	3,75	6,02	4,65
FeO	8,78	2,52	5,99	5,20	2,79	5,21	2,50	4,59	3,65
MnO	0,25	0,21	0,17	0,19	0,25	0,13	0,09	0,11	0,13
MgO	30,13	37,22	28,51	31,07	36,99	41,20	34,50	28,66	36,76
CaO	2,24	1,18	8,45	3,50	0,32	0,80	0,45	1,03	0,76
Na ₂ O	0,19	0,13	Следы	0,11	0,52	0,14	0,17	0,57	0,22
K ₂ O	0,05	0,07	"	0,03	0,004	0,13	0,10	0,23	0,07

Примечание. Здесь и в других таблицах этой главы n - число анализов, использованных при подсчетах средних составов.

¹ Геология СССР, т. 30, кн. 2, 1970.² Геология СССР, т. 33, 1970.³ По данным Л.Н. Серебрякова, 1971 г.⁴ По данным В.Г. Матвеева, 1969 г.⁵ По данным М.Г. Золотова, 1948 г.

Таблица 6 (окончание)

Компоненты	Восточный Сахалин							Сихотэ-Алинь			
	Восточ- ный пояс	Западный пояс						Р. Анюй	Р. Соха- тиния	Р. Уджаки	Р. Хунгари
		Гарцбург- гит	Верлит		Серпентинит		Лерпо- лит				
	1		1	1	1	1	1	3	1	1	1
SiO ₂	43,18 ²	42,20 ²	40,40 ²	40,36 ²	31,57 ²	41,41 ²	42,20 ²	39,94 ³	39,20 ⁴	39,73 ⁴	40,29 ⁵
TiO ₂	Следы	0,35	0,05	0,10	0,09	Следы	0,10	0,91	1,85	0,95	0,10
Al ₂ O ₃	2,51	3,75	0,75	2,16	2,87	7,78	Нет свед.	4,30	6,81	4,58	3,14
Fe ₂ O ₃	6,50	2,80	4,30	5,72	3,23	3,46	0,60	3,35	7,62	3,72	3,25
FeO	5,07	9,00	6,70	1,69	3,31	6,31	10,00	7,87	6,68	7,25	1,94
MnO	0,15	0,09	0,02	0,08	0,06	0,15	0,12	0,16	0,23	0,21	0,03
MgO	34,68	27,50	35,15	35,70	23,12	27,06	37,00	32,37	24,45	32,46	38,88
CaO	0,98	8,68	2,80	1,40	4,85	9,13	1,61	4,26	4,53	4,45	1,50
Na ₂ O	0,16	0,26	0,04	0,27	0,27	0,13	0,20	0,22	0,11	0,18	0,30
K ₂ O	0,08	0,05	0,60	0,40	0,19	0,06	0,11	0,22	0,07	0,22	0,05

(1973). Хотя некоторые исследователи отмечают незначительные различия их состава (по содержанию титана, кремнезема и железа), вряд ли это может считаться точно установленным ввиду пока небольшого числа изученных образцов океанических гипербазитов. Очень сходны и вулканы (главным образом толеитовые базальты), вмещающие гипербазиты как в разновозрастных эвгеосинклинальных зонах складчатых областей, так и в океанических рифтах. Поэтому Л.П. Зоненшайн (1971), В.В. Велинский, Г.В. Пинус и многие другие авторы рассматривают (по-видимому, справедливо) океанические рифты как эмбрионы эвгеосинклиналей. Гипербазитовые пояса в таком случае показывают простираание древних рифтов, давших начало геосинклиналям.

Спилито-диабазовая серия формаций

К этой серии относятся самые ранние продукты подводных вулканических извержений вместе с ассоциированными с ними осадочными породами. Состав вулканических продуктов – недифференцированные или слабо дифференцированные базальтовые (преимущественно афировые) лавы, в процессе излияния подвергающиеся натриевому метасоматозу (автометаморфизм). Характерно сравнительно небольшое содержание туфов в вулканогенных толщах. Хорошим примером рассматриваемой серии формаций являются позднемеловые вулканогенно-кремнистые образования Камчатки, детально изученные В.К. Ротманом и Б.А. Марковским (1965, 1968, 1970 и др.). Базальтовые породы серии (табл. 7) отличаются от океанических базальтов (табл. 8) несколько повышенным содержанием щелочей и кремнезема, пониженным содержанием TiO_2 , MgO , CaO .

Характерные особенности позднемеловых раннегеосинклинальных вулкани- тов Камчатки и Сахалина – это огромная (до 10 000 м и более) мощность вулканогенно-осадочных накоплений, постоянно сопровождающихся ультрабази- тами, недоразвитость (иногда полное отсутствие) кварц-альбитофировой фор- мации, значительная щелочность (в том числе калиевая) магматических про- дуктов. Исходные магмы, породившие геосинклинальные вулканогенные тол- щи Камчатки, характеризовались, по данным В.К. Ротмана и Б.А. Марковско- го (1970), большим содержанием воды (до 4–5%).

В приконтинентальной зоне Камчатки (Срединный хребет), по В.К. Рот- ману и Б.А. Марковскому, в составе раннегеосинклинальных вулкани- тов (мощностью до 10 000 м) преобладают породы комплекса щелочных оливиновых базальтов (трахибазальты, лейцититы и др.), недосыщенные кремнеземом, с повышенной (в сумме до 6,5%) щелочностью (табл. 9). Реже встречаются трахиандезиты и андезиты. В виде даек и силлов распространены шонкиниты, эссекситы, габбро-долериты, трахиты, плагиопорфиры. Комагматичные интрузии представлены гипербазитами, габбро, габбро-сиенитами, сиенитами.

В промежуточной зоне (Восточные хребты) мощность геосинклинальных вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований достигает 12 000 м. Среди них преобладают трахибазальты, трахиандезито-базальты, лейцититы и лейцититовые тефриты, базальты и андезито-базальты. С последними ассо- цируются небольшие количества андезитов и дацитов. Встречена мощная стра- тифицированная толща ультрабазитов. В дайках и трубках взрыва развиты шонкиниты, габбро-сиениты, меймечиты и пикриты. Среди интрузий преобла- дают сложные массивы гипербазит-габбро-сиенитового состава, причем щелоч- ность пород (колеблющаяся от 0,3% в гипербазитах до 11% в сиенитах) су- щественно калиевая. Менее распространены многофазовые интрузии гиперба- зит-габбро-диоритового состава.

Наконец, в приокеанической (Кроноцкой) зоне вулканогенные и вулканоген- но-осадочные позднемеловые-палеогеновые геосинклинальные образования (об- щей мощностью более 5000 м) представлены главным образом базальтами, реже андезитами, дацитами и липаритами, дайковыми габбро и габбро-долери- тами. Базальты в нижней части комплекса близки к океаническим толеитам, в верхней – относятся к высокоглиноземным кварцевым толеитам.

Таблица 7

Средние химические составы (в %) геосинклинальных базальтов Камчатки (Ротман, Марковский, 1968)

Компоненты	Центральная Камчатка	Хребты Кумроч, Тумрок и Валагинский	П-ов Кроноцкий
	Поздний мел		Палеоцен, олигоцен
	n = 87	53	5
SiO ₂	51,39	51,33	52,26
TiO ₂	0,70	0,89	0,97
Al ₂ O ₃	16,89	16,70	19,25
Fe ₂ O ₃	5,02	4,40	4,72
FeO	5,25	5,37	5,11
MnO	0,18	0,19	0,16
MgO	5,65	6,68	4,68
CaO	9,07	9,86	9,31
Na ₂ O	3,03	3,14	3,05
K ₂ O	2,82	1,44	0,49
P ₂ O ₅	Нет свед.	Нет свед.	Нет свед.

Высокая щелочность (в том числе калиевая) камчатских раннегеосинклинальных базитов, — отнюдь не исключительное явление. Щелочные базальтоиды известны среди верхнемеловых-палеогеновых толщ Малой Курильской дуги, где они истолковываются некоторыми авторами (Сергеев, 1966; Стрельцов, 1970) как показатели нижележащей сиалической коры. Как подчеркнул Б.А. Марковский (1974), повышенная калиевая щелочность свойственна также палеозойским и мезозойским раннегеосинклинальным образованиям у Тихого океана. Так, по материалам Р.Сугисаки и Т.Танака (Sugisaki, Tanaka, 1971), базиты в палеозойских геосинклинальных образованиях Японии изменяются во времени от щелочных базальтов (в ряде случаев с повышенным содержанием калия) до океанических толеитов. Повышенная щелочность (часто калиевая) ранне-мезозойских геосинклинальных основных вулканитов Восточно-Сихотэ-Алинского синклиория отмечается М.В. Мартынюком (1972).

На Восточном Сахалине раннегеосинклинальные базальты, по материалам В.М. Гранника, также характеризуются значительной первичной щелочностью (Na₂O — до 4,8%, K₂O — до 2,3%). Базальты в сантоне сменяются более кислыми породами (кварц-альбитофирова́я формация), а в кампане развиваются андезиты с повышенными содержаниями щелочей (Na₂O — до 6%, K₂O — до 3%), образующие трахиандезитовую формацию. Вулканиты тесно сопряжены с многочисленными, большей частью небольшими, субвулканическими интрузиями состава от габбро до плагиогранитов и диоритов. В связи с трахиандезитовой формацией развиты субщелочные интрузивные породы — кварцевые сиениты, монзонит-порфиры и др. Вышележащие ритмичнослоистые терригенные и вулканогенно-терригенные отложения маастрихта и дата имеют мощность более 2000 м и в формационном отношении близки к флишу и паралическим угленосным отложениям.

Спилито-диабазовая серия содержит следующий латеральный ряд формаций,

Непосредственно у очагов извержений накапливается формация шаровых лав ("пиллоу"), частью превращенных в гялокластиты и замещенных вторичными гидротермальными продуктами — палагонитом, хлоритом, эпидотом, кальцитом, цеолитами и др.

На небольшом удалении от вулканических очагов (сотни метров) в значительных количествах появляются хемогенные кремнистые осадки. Здесь крем-

Таблица 8

Средние химические составы (в %) океанических толеитовых базальтов

Компоненты	Тихий океан		Индийский океан	Атлантический океан	Срединно-океанические хребты			Урал
	Ложе океана	Гавайские острова	Вулканические острова		Срединно-Атлантический		Аравийско-Индийский	
	n=6*	181*	10*	11*	26	63	15	
SiO ₂	50,25 ¹	50,00 ²	50,29 ¹	49,80 ¹	49,31 ³	50,15 ³	49,10 ⁴	51,00 ⁴
TiO ₂	1,56	2,50	1,21	1,33	1,39	1,49	1,80	1,30
Al ₂ O ₃	16,09	14,10	17,16	16,87	16,15	15,86	15,30	14,70
Fe ₂ O ₃	2,72	3,00	2,26	2,07	2,41	1,46	3,20	4,20
FeO	7,20	8,60	6,51	7,28	6,79	8,11	7,00	7,70
MnO	0,19	0,16	0,16	0,16	0,16	0,17	0,20	0,20
MgO	7,02	8,50	7,75	8,01	7,99	8,24	7,40	7,90
CaO	11,81	10,40	11,55	11,38	11,78	10,97	9,30	8,60
Na ₂ O	2,81	2,13	2,81	2,78	2,82	2,86	3,40	3,10
K ₂ O	0,20	0,38	0,19	0,18	0,26	0,16	0,17	0,17
P ₂ O ₅	0,15	0,26	0,09	0,14	0,16	0,13	-	-

*Рассчитаны на безводный состав.

¹Энгель А.Э.Дж., Энгель Ц.Г., 1968.²Бевзенко, 1971.³Кутюлин, 1972 (включая 11 анализов Энгель А.Э.Дж., Энгель Ц.Г., 1968).⁴Иванов, Кориневский, Белянина, 1973.

нистый материал как бы "пропитывает" вулканогенный, что обуславливает развитие смешанных вулканогенно-кремнистых пород (вулканогенно-кремнистая формация). В составе формации много слабо переработанного морем и частично переотложенного гиадокластитового материала. Благодаря общей хлоритизации вулканического стекла и нередко проявленной эпидотизации преобладающая окраска пород зеленая. Слоистые породы пересекаются дайками и штоками диабазов.

Большее площадное распространение имеет кремнисто-сланцевая формация, которая может быть подразделена на две субформации: яшмовую и собственно кремнисто-сланцевую¹. Яшмовая субформация характеризуется значительным содержанием (в кремнисто-вулканогенных породах) массивных пестроокрашенных (обычно с сетью кварцевых и кварцево-карбонатных прожилков) кремнистых пород - яшм. По-видимому, обязательный член яшмовой субформации - ярко-красные плотные породы с взвесью гематитовых хлопьев в кремнистом агрегате. Такие образования встречаются часто непосредственно у вулканических очагов в виде прожилков, жеод и неправильной

¹Четко разделить кремнисто-сланцевую и яшмовую толщи в большинстве случаев не удастся: в кремнистых сланцах обычно содержатся прослои яшм, и наоборот. Поэтому кажется целесообразным перевести яшмовую и кремнисто-сланцевую формации Н.С. Шатского в ранг субформаций.

Таблица 9

Химические составы (в %) позднемеловых
щелочных раннегеосинклинальных базальтов
(Ротман, Марковский, 1965)

Компоненты	Лейцитит	Лейцититовый тефрит	Трахи- базальт
SiO ₂	47,88	47,17	50,06
TiO ₂	0,21	0,90	1,20
Al ₂ O ₃	12,89	15,30	16,89
Fe ₂ O ₃	6,55	5,13	4,92
FeO	5,40	5,83	5,14
MnO	0,22	0,21	0,18
MgO	5,91	5,95	5,48
CaO	9,55	10,03	7,92
Na ₂ O	1,78	1,84	2,61
K ₂ O	4,82	4,13	2,78
H ₂ O	0,36	0,61	0,36
Другие	3,94	2,40	2,45
Сумма	99,51	99,50	99,99

формы включений в вулканитах. Они представляют собой ранний продукт постмагматической гидротермальной деятельности. С другой стороны, образование яшм связано с фаціальными условиями бассейнов, допускающими быстрое и непрерывное отложение хемогенного кремнезема без значительного привноса обломочного материала. Такие условия существуют в непосредственной близости от очагов извержения и выходов гидротерм, обогащенных кремнеземом. Таким образом, яшмовая субформация - "приочаговая".

Собственно кремнисто-сланцевая субформация - образование, более удаленное от центров вулканизма. Это ленточнослоистые (и ритмичнослоистые) толщи, сложенные преимущественно зелеными (реже другой окраски) породами, которые обычно называются кремнистыми сланцами. Фактически это породы сложного состава, в которых преобладают измененные туфы и хемогенный кремнезем. При выпадении коллоидного кремнезема он захватывает тонкую суспензию глинистого и карбонатного материала. Трещины дегидратации кремнезема в последующем заполняются прожилками карбонатов, цеолитов и других минералов. Для толщ кремнистых сланцев характерна мелкая дисгармоническая складчатость, обусловленная высокой первичной пластичностью осадков и сингенетичными оползневыми нарушениями.

Последним членом латерального ряда формаций спилито-диабазовой серии, наиболее удаленным от вулканических очагов, является отдаленная терригенно-кремнистая формация. В ее составе уже преобладает терригенный (частично туфогенный) обломочный материал, а кремнистая составляющая сохраняется преимущественно в цементе породы; редко кремнезем слагает самостоятельные тонкие кремнистые слои, имеющие уже не зеленую, а серую и черную окраску. Последняя в значительной степени обусловлена содержанием тонко распыленных сульфидов. Кроме сульфидизации восстановительные условия отложения осадков этой формации проявляются в содержании в них органического материала.

В условиях теплого климата наряду с кремнеземом выпадают большие количества карбонатов, образуя известково-кремнистые породы и известняки. В этом случае развивается терригенно-известково-кремнистая формация.

Хороший и легко доступный разрез вулканогенно-кремнистой формации находится в черте г. Петропавловска-Камчатского, в обрывах горы Никольской. Здесь обнажена более чем 600-метровая толща, представляющая собой частое (до ленточного) и ритмичное чередование различно окрашенных кремнистых сланцев, туфов андезито-базальта и туфогенно-терригенных пород с реликтами радиолярий. На общем фоне тонкой параллельной слоистости пород встречаются маломощные косослоистые серии осадков, вероятно связанные с придонными течениями. Интенсивные зеленокаменные изменения вулканического материала обусловили развитие в породах альбита, хлорита, эпидота, цоизита, актинолита, пумпеллиита, серицита, гидрослюды, кварца, гематита, реже - пирита. Породы пронизаны альпийского типа прожилками кварца и эпидота. Ритмы имеют мощность в основном 1-5 см, местами она увеличивается до нескольких десятков сантиметров и изредка достигает метра и более. В средней части разреза, в зоне дробления кремнистых сланцев отмечаются примазки псиломелана. В толще присутствуют гематито-кремнистые породы, несколько напоминающие древние джеспилиты. В малиново-красной пелитоморфной гематит-кремнистой породе находятся изогнутые прерывистые микрослойки гематита.

По мнению В.К. Ротмана и Б.А. Марковского, образование ритмично-слоистых верхнемеловых осадочно-вулканогенных толщ Камчатки связано с отложением из турбидитных потоков, почему для этих толщ предлагается наименование вулканогенно-турбидитной формации. Слои красных кремнистых сланцев, переполненные остатками иноцерам, эти исследователи также считают турбидитными отложениями. По-видимому, более прав В.М. Гранник, рассматривающий ракушняковые скопления в верхнемеловых отложениях Восточного Сахалина как массовые погребения органических остатков в результате подводных вулканических извержений. Фотографии В.М. Гранника, показывающие чередование ракушняков и туфовых слоев, подтверждают его точку зрения.

Красные кремнистые породы, в которых обычно встречаются органические остатки, представляют собой характерные хемогенные осадки, сопровождающие подводные извержения и развивающиеся в относительной близости к вулканическим очагам. Тонкая (до ленточной) слоистость кремнисто-вулканогенных толщ может быть обусловлена не только турбидитными потоками, но и периодичностью подводных вулканических извержений. Как на Камчатке, так и на Сахалине в верхнемеловых кремнисто-вулканогенных толщах содержатся своеобразные пачки флишоидно переслаивающихся сургучно-красных кремней и розовых известняков. Осаждение этих известняков, вероятно, связано с нагревом морской воды при извержениях и нарушением вследствие этого карбонатного равновесия.

Со спилито-диабазовой серией формаций связаны вулканогенно-осадочные месторождения железа, марганца, иногда фосфора (как, например, в хр. Джэгды).

Кварц-кератофировая серия формаций

В составе пород серии наряду с основными магматическими продуктами (спилитами) присутствуют андезиты, дациты, липариты, частично превращенные в кератофиры процессами щелочного (натриево-калиевого) метасоматоза. В противоположность формациям спилито-диабазовой серии в формациях описываемой серии много туфов, и наряду с афировыми лавами в значительных количествах присутствуют и порфиновые.

Породы серии развиваются в ранних вулканогенных поднятиях внутри эвгеосинклинальных трогов. Природа этих поднятий, к которым часто бывают приурочены руды, представляет интересную проблему. Ю.А. Кузнецов (1964) предполагает, что образование пород серии происходит с участием кислого материала осадочной метаморфической оболочки. Возможно, однако, что кислый вулканический материал получается (весь или преимущественно) при дифференциации базальтовой магмы. В пользу этого говорит базальтовое происхож-

дение пород кварц-кератофировых формаций Урала (Штейнберг, 1970; и др.). Вулканогенные поднятия в геосинклинальных трогах могут быть связаны с явлениями диапиризма, т.е. "всплыванием" сгустков легкой кислой магмы в более плотной базальтовой.

В серии выделяются две формации: 1) контрастная базальт-плагиолипаритовая (или базальт-дацитовая), очень продуктивная в отношении колчеданных и колчеданно-полиметаллических руд, сложенная подводными вулканическими продуктами преимущественно основного и кислого состава; 2) не контрастная базальт-андезит-дацит-липаритовая, по имеющимся данным, менее продуктивная в отношении руд, формирующаяся как в подводных, так и в наземных условиях (вероятно, преимущественно в обстановке островных вулканических дуг). Из интрузивных членов для кварц-кератофировых формаций наиболее характерны плагиограниты.

Вулканогенные поднятия, в пределах которых накапливается контрастная базальт-плагиолипаритовая формация, окаймляются вулканогенно-осадочными отложениями, слагающими следующий латеральный ряд формаций (от поднятий): пемзокластическая формация → туфогенный флиш → кремнисто-туфодиадомитовая формация.

Пемзокластическая формация связана с извержениями пемзовых потоков и сложена главным образом переотложенным пемзовым материалом.

Туфогенный флиш представляется, на первый взгляд, экзотическим образованием в условиях еще мало расчлененного рельефа геосинклиналей. Это специфические ритмы, образовавшиеся отложением вулканокластического материала из вулканомутьевых облаков, возникающих при подводных извержениях. Последовательное осаждение все более тонких и более легких частиц обуславливает градационную текстуру отложений типа флишевой. Верхним элементом флишевых ритмов обычно являются морские илы (алевериты), отлагавшиеся в промежутках между извержениями.

Кремнисто-туфодиадомитовая формация — отдаленная вулканогенно-осадочная, связанная с содержанием в морских осадках значительных количеств вулканического материала и с широким разносом течениями хемогенного кремнезема, образующегося при поствулканической газо-гидротермальной деятельности. Этот кремнезем является благоприятным субстратом для развития диатомовых организмов. В южных широтах диатомитовые породы, естественно, уступают место известнякам.

В пределах Курило-Камчаткой дуги кварц-кератофировая серия формаций представлена слабо, что связано с общей эволюцией вулканогенных формаций. Позднемеловые вулканогенные толщи, по своей характеристике приближающиеся к спилито-альбитофировым формациям, развиты лишь на севере Камчатки.

По материалам В.М. Гранника (1973), позднемеловые образования Восточного Сахалина (коньяк-дат), представляющие собой преимущественно спилито-диабазовую формацию с широким развитием туфогенно-кремнистых, в том числе яшмовидных пород, содержат в верхней части вулканиты трахиандезитового, дацитового и даже липаритового состава. Часть их, судя по присутствию спекшихся бомбовых туфов, является субаэральными образованиями. Тем не менее большое содержание альбитофиров в толщах (наряду со спилитами) позволяет выделить на Восточном Сахалине, кроме спилито-диабазовой, также и кварц-кератофировую серию формаций. Суммарная мощность этих двух серий достигает нескольких тысяч метров. Химические составы позднемеловых раннегеосинклинальных вулканитов Сахалина приведены в табл. 10. Для ракинских и березовского комплексов можно выделить породы двух типов: 1) с низким содержанием калия (0,06-0,30%) и 2) с высоким содержанием калия (1,5-2,3%). В данном случае, как и на Камчатке, при начальном вулканизме проявляется глубинная щелочность. Такая же картина наблюдается в несколько более древних (позднеюрско-валанжинских) раннегеосинклинальных образованиях Корякского нагорья (табл. 11).

В Японии нижнемеловые формации кварц-кератофировой серии содержат колчеданно-полиметаллические руды.

Таблица 10

Химические составы (в %) позднемеловых раннегеосинклиналь

Компоненты	Ракитинские спилитовый и кварц-альбитофировый комплексы					Березовский вый комплекс	
	Базальт		Спилит	Альбитофир		Диабаз	
	I	II	II	I	II	I	II
	n = 2	2	4	4	1	4	4
SiO ₂	47,78	43,47	47,44	70,52	74,20	46,59	50,19
TiO ₂	0,81	1,82	1,42	0,15	0,34	1,26	1,10
Al ₂ O ₃	15,76	14,50	15,75	11,38	11,17	12,39	16,33
Fe ₂ O ₃	5,62	8,76	10,21	2,81	1,32	5,61	5,71
FeO	5,26	3,24	2,80	3,51	2,30	4,62	5,73
MnO	0,28	0,23	0,12	0,03	0,11	0,16	0,07
MgO	5,99	4,87	3,57	2,80	1,24	4,85	4,26
CaO	8,73	10,49	6,87	1,95	0,80	13,38	6,35
Na ₂ O	3,74	3,03	4,58	4,55	4,50	4,20	4,35
K ₂ O	0,25	2,31	1,83	0,12	1,69	0,06	1,53
P ₂ O ₅	0,33	0,69	0,17	0,19	0,06	0,32	0,48

I - низкое содержание K₂O, II - высокое содержание K₂O.

Таблица 11

Химические составы (в %) позднеюрских-валанжинских раннегеосинклиналь

Компоненты	Содержание калия в породах					
	низкое					средний состав по пяти анализам
	отдельные анализы					
SiO ₂	46,72	47,04	48,46	49,32	50,25	48,35
TiO ₂	1,68	1,47	1,31	1,37	1,25	1,41
Al ₂ O ₃	13,29	13,02	13,36	13,58	13,54	13,36
Fe ₂ O ₃	4,29	7,55	5,09	3,90	6,71	5,51
FeO	8,74	7,46	7,61	8,74	5,23	7,56
MnO	0,32	0,29	0,21	0,24	0,21	0,25
MgO	7,54	6,74	6,11	6,17	5,09	6,33
CaO	11,04	10,30	8,72	8,43	9,06	9,51
Na ₂ O	2,83	3,04	4,22	4,98	5,15	4,04
K ₂ O	0,24	0,12	0,12	0,24	0,24	0,19
P ₂ O ₅	0,13	0,23	0,19	0,23	0,20	0,19

ных вулканитов Восточного Сахалина (по данным В.М. Гранника, 1972 г.)

спилито-диабазово-альбитофиро-				Учирский трахиандезитовый комплекс					
Спилит		Альбитофир		Трахибазальт		Анде- зит	Трахи- анде- зит	Дацит	Трахит
I	II	I	II	1	1	3	3	1	1
7	2	2	2	1	1	3	3	1	1
48,02	46,56	59,34	56,26	49,04	51,20	58,00	58,67	69,17	64,58
1,20	1,27	0,49	0,58	0,60	0,63	0,39	0,49	0,17	0,57
15,46	16,32	14,43	17,48	18,32	16,80	17,21	17,93	17,62	16,90
6,23	6,36	2,41	5,18	7,09	3,51	4,07	3,18	3,77	2,14
4,34	6,28	6,71	5,09	0,85	3,96	2,32	3,35	1,24	1,35
0,10	0,09	0,15	0,12	0,17	0,15	0,10	0,13	0,09	0,28
4,42	6,89	5,26	2,31	3,09	2,72	2,75	1,75	2,61	1,14
8,66	6,47	2,68	1,87	7,76	7,55	6,86	4,32	3,70	1,58
4,78	3,52	4,68	6,26	4,04	5,44	4,56	6,46	3,68	5,83
0,29	1,58	0,06	1,71	2,77	0,69	1,48	2,40	1,52	5,08
0,29	0,21	0,28	0,35	0,20	0,04	0,10	0,44	0,03	0,14

ных спилитов Таловских гор в Корякском нагорье (Авдейко, Храмов, 1969)

Содержание калия в породах

высокое					средний состав по пяти ана- лизам
отдельные анализы					
45,70	45,82	47,16	48,08	51,54	47,66
2,60	3,10	0,50	1,40	0,55	1,63
14,08	13,03	13,64	12,41	18,52	14,34
6,45	7,56	3,61	4,56	3,58	5,15
3,82	4,44	3,66	8,16	3,55	4,72
0,41	0,19	0,39	0,30	0,46	0,35
5,52	5,96	4,75	7,38	3,90	5,52
8,20	10,30	6,52	8,68	8,92	8,52
3,86	4,64	4,85	3,79	3,99	4,22
2,04	1,24	3,18	0,90	1,70	1,81
0,17	0,46	0,12	0,20	0,13	0,21

Песчано-сланцевая формация («блестящие сланцы», аспидная формация)

Эта формация, достигающая мощности до 5000–6000 м, появляется в геосинклинальных трогах еще до массового развития вулканитов, когда геоморфологические условия для сноса и накопления терригенного материала (в виде глубокого прогиба) уже существуют, а разломы еще не достигли глубины, достаточной для подъема магмы.

Пример современных океанических желобов показывает, что причиной отсутствия магматических пород в самую начальную стадию развития фронтальных прогибов могут быть также напряжения сжатия, проявляющиеся непосредственно у зон Бенъофа.

Породы формации сходны в общем с осадками современных океанических желобов. Это преимущественно ритмичнослойные песчано-алевритовые, в различной степени известковистые отложения с незначительным участием туфогенных пород. Встречаются брекчи с градационной текстурой. Характерна бедность отложений остатками фауны. Песчаники главным образом тонкозернистые и мелкозернистые. В Альпах такие породы известны под наименованием «блестящих сланцев»: условия сжатия во фронтальных прогибах Средиземноморья благоприятствовали слабому метаморфизму пород, появлению в них вторичных гидрослюдистых минералов. По заключению Р.Трюмпи (Trumpp, 1960), блестящие сланцы представляют собой глубоководные, океанические образования и сформировались в глубоких эвгеосинклинальных трогах. Это типичная «дошлифовая» формация, иногда связанная с флишем постепенными переходами.

Более верхние слои описываемой формации обычно тесно ассоциированы с подводными вулканитами – спилитами и другими характерными раннегеосинклинальными образованиями. Такая картина наблюдается как в Альпах, так и у Тихого океана. В Корякском нагорье устанавливаются фациальные взаимпереходы между позднемеловыми спилито-диабазовой и песчано-сланцевой формациями: первая распространена у разломов, вторая замещает вулканиты вне зон подводного вулканизма.

Позднегеосинклинальный этап. Флиш

Представляя собой характерную позднегеосинклинальную формацию, флиш образуется после появления в эвгеосинклинальных трогах протяженных и достаточно высоких геоантиклинальных поднятий.

На Камчатке типичный флиш развился на площади внешней (притихоокеанской) зоны в период наибольшей дифференциации ее рельефа (средний–поздний палеоген). Мощные (до 5000–6000 м и более) толщи ритмично пластующихся песчаников, алевритов, местами мергелей, с четкими градационными текстурами были объединены Г.М. Власовым (1946) под наименованием восточнокамчатского флиша. Разрез флишевой формации хорошо обнажен на п-ове Ильпинском вблизи прицеления Камчатки к материку, а также в Усть-Камчатском районе. О.С. Вялов, работавший в этом районе и имевший возможность сравнить восточнокамчатский флиш с флишем Кавказа, подтвердил принадлежность ритмов Восточной Камчатки к типичному флишу.

Механизм образования ритмов флиша не вполне ясен. Многие исследователи связывают его с турбидными (мутьевыми) потоками. Но это, по-видимому, лишь частный случай образования флишевой ритмичности, который нельзя распространять на все ритмично пластующиеся толщи с градационной текстурой. В более общем случае ритмичность толщ, по-видимому, обусловлена главным образом импульсивно проявляющейся тектонической неустойчивостью структур (Власов и др., 1976).

На примере Камчатки хорошо видна принадлежность флишевой формации к эвгеосинклинальной зоне. Флиш распространен здесь в приокеанической част

Геосинклинальной системы с развитием офиолитов и наиболее напряженной тектоникой, характеризующейся наличием опрокинутых складок и надвигов. Вблизи крупных магмоподводящих разломов флишевые отложения замещаются вулканогенно-кремнистыми. Значительную часть материала флиша составляют обломки вулканитов.

Инверсия геосинклинального режима. «Черные сланцы» (туфо-аргиллитовая формация)

Эта своеобразная формация широко распространена на периферии Тихого океана. Ее формирование приурочено к эпохе общей инверсии геосинклинальных условий во внешних прогибах. Отложение осадков формации непосредственно предшествовало переходу этих прогибов в геосинклинальное состояние. Как подчеркивает В.В. Белоусов, геосинклинально-инверсионный режим "отличается значительно меньшей, чем предыдущий (эвгеосинклинальный режим. — Г.В.), контрастностью вертикальных движений и общим равновесием между поднятиями и прогибаниями" (Белоусов, 1973, с. 62). Соответственно с этим поздний олигоцен, отвечавший инверсионному этапу, характеризовался относительно спокойным тектоническим режимом, выравниванием поверхности материков, трансгрессиями в прибрежных районах. При этих условиях в морских бассейнах отлагались (обычно в восстановительной обстановке) монотонные, довольно мощные (до 1000–2000 м) толщи преимущественно глинистых и алевроитовых, иногда мергелистых осадков. Однообразные условия седиментации обуславливали слабое проявление слоистости пород, для которых характерны скорлуповатые конкреционные текстуры. Это одна из признанных нефтепроизводящих формаций Тихоокеанского пояса.

Разрезы описываемой формации хорошо изучены на Западном Сахалине (геоиншинская свита), Камчатке (квачинская, вилючинская свиты), в Японии (формация Паронай), Индонезии (Северная Суматра — толща черных сланцев), Северной Америке (формация Блейкли).

В различных структурно-формационных зонах формация несколько видоизменяется, сохраняя, однако, свои основные особенности: монотонность отложений, тонкость осадков, их черную окраску. В вулканических зонах вблизи разломов терригенные отложения замещаются вулканогенными — андезитовыми и более кислыми лавами и туфами. Восстановительная среда, в которой формируются черные сланцы, благоприятствует осаждению сульфидов железа (пирит, марказит). При благоприятных условиях могут образоваться и эксгальационно-осадочные колчеданно-полиметаллические руды. В разрезах Юго-Западной Камчатки (бухта Жировая) недавно были обнаружены пластовые цеолитовые залежи, связанные с подводным выветриванием позднеолигоценовых-раннемиоценовых туфов и гялокластитов.

На окраинах молодых, еще сохраняющих подвижность платформ формация выражена однообразными толщами (мощностью до нескольких сотен метров) озерных и озерно-лагунных темных глинисто-алевритовых пород, иногда содержащих битуминозные сланцы (Фушунь в Северном Китае, северная часть п-ова Корея). В сторону континента эти образования сменяются угленосными отложениями, также отражающими значительную обводненность бассейнов седиментации и выровненность окружающего рельефа: угольные пласты в этих отложениях (например, на р. Супутинке в Южном Приморье) монолитные, с плохо выраженной слоистостью; сложены они преимущественно дюреном, содержащим много тонкого терригенного материала и обогащенным летучими (за счет сапропелевого материала); вмещающие породы — преимущественно аргиллиты и алевролиты. Слои вулканических пеплов в озерных и лагунах отложениях процессами подводного выветривания (гальмиролиза) обычно превращены в бентонитовые (монтмориллонитовые) глины. У окраин озерных и лагунах впадин осадочные отложения иногда полностью замещаются кислыми вулканитами (краскинские липариты в Хасанском районе Южного Приморья).

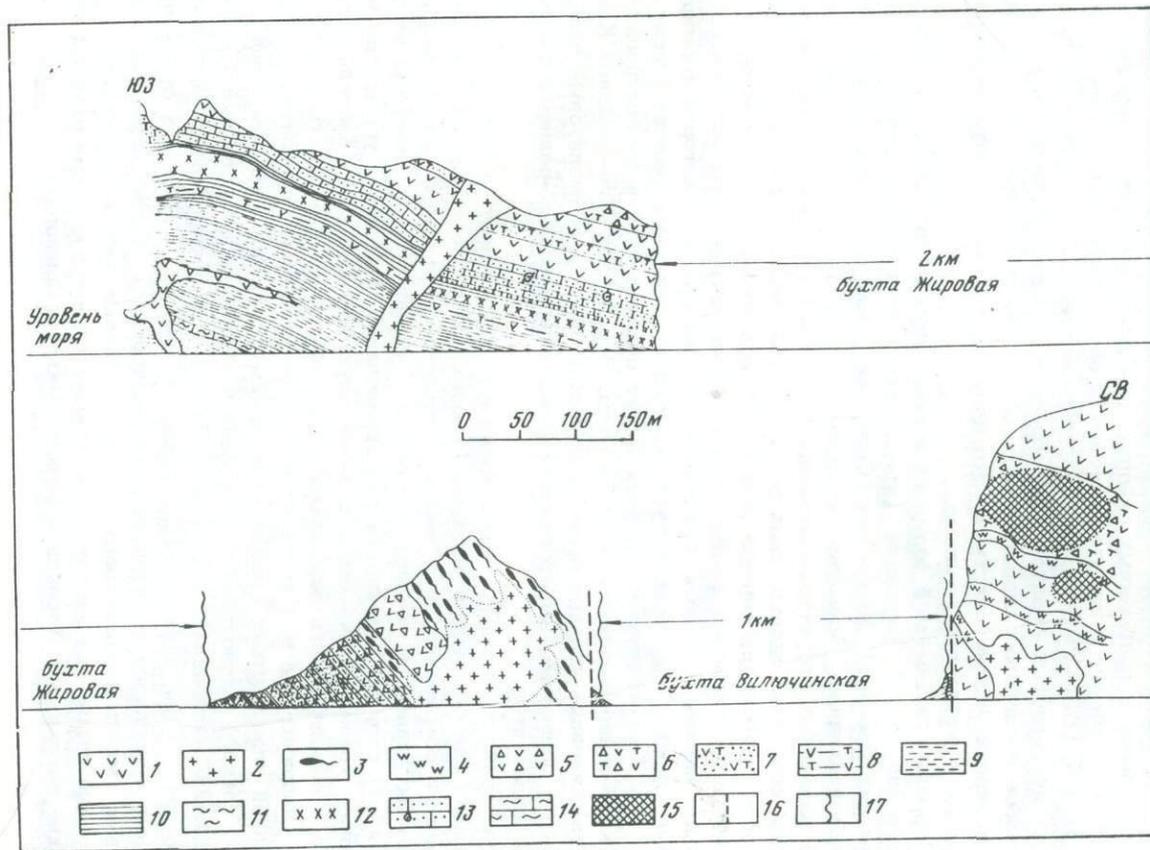


Рис. 2. Схематический разрез вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород в береговых обрывах бухт Жировой и Вилучинской (Камчатка)

1 — кислые андезиты и андезитодациты; 2 — диоритовые порфириды, диориты, андезиты с невадитовой структурой; 3 — витрокристалловые и литовитрокристалловые игнимбриты; 4 — альбитофиры; 5 — андезитовые лавобрекчии; 6–8 — андезитовые туфы с псефитовой (6), псаммитовой (7) и алевритовой (8) структурой; 9 — алевриты (в том числе туфогенные); 10 — черные аргиллиты (обычно с рассеянным пиритом); 11 — кремнистые и кремнисто-мергелистые породы; 12 — цеолитизированные туфы; 13 — известковистые псаммито-алевитовые туффиты с фауной; 14 — мергели (в том числе кремнистые); 15 — измененные породы (возможно, с рудами); 16 — разломы; 17 — перерывы разреза

В межгорных впадинах в пределах Восточно-Азиатского краевого вулканического пояса формация сложена компактными толщами (мощностью от десятков до сотен метров) тонкослоистых пепловых туфов (чаще трахилипаритового состава) или кремово-серыми туффитами, обычно со скорлуповатой конкрециевидной текстурой.

Таким образом, главные особенности формации, благодаря которым она имеет специфический облик и легко узнается в различных структурно-формационных зонах, определяются тектоническими и палеогеографическими условиями периода, непосредственно предшествующего инверсии рельефа (распространение в прибрежных районах морских и озерных условий, развитие локальных зон с кислыми и субщелочными вулканическими продуктами и др.).

Хорошим примером описанной формации являются поздне-олигоценые отложения южного берега бухты Жировой (Южная Камчатка; рис. 2). Они сформировались вблизи вулканической зоны в период смены спокойного отложения тонких морских осадков в относительно глубоководном морском бассейне быстрым накоплением больших масс вулканического материала преимущественно основного и среднего состава.

В нижней части разреза преобладают темно-серые и черные, с зеленоватым оттенком скрытослоистые алевролиты и аргиллиты, часто мергелистые и в той или иной степени туфогенные. Вверх по разрезу возрастает содержание андезитовых смешанных туфов, чаще витрокристалловых, и появляются потоки андезитовых лав мощностью до нескольких десятков метров. Характерные для разреза псаммитовые туфы по подсчетам на интеграционном столике содержат обломки пироксенового андезита (с авгитом или диопсидом) — 38%, обломки пузыристого (миндалекаменного) андезита — 17%, стекло хлоритизированное — 5%, обломки кристаллов (плаггиоклазы, пироксены) — 26%, обломки других пород (туфы, гранофиры) — 6%, цемент — 11%. В слоях псаммитовых известковистых туффитов встречаются отчатки позднеолигоценовой фауны.

Все породы значительно изменены: замещены альбитом, хлоритом, карбонатами, цеолитами (ломонтит, филлипсит?); пренитом, пиритом. Содержание пренита в некоторых измененных породах, которые, судя по реликтовым структурам, развились по туфам, достигает 90%. Вместе с пренитом в измененных туфах содержатся цеолиты (до 30–40%). Интересно наличие (в разрезе) слоя измененных туфов невыдержанной мощности, сложенного преимущественно (на 70–75%) цеолитами (десмин, морденит) с примесью хлорита (от нескольких процентов до 15–20%), пренита (3–8%) и буро-глиноподобного материала (5–10%). Цеолиты слагают мелкие розетковидные и сферолитовые агрегаты и густую сеть пересекающихся прожилков (от 1–2 до 10 мм). В хлоритизированной породе сохранились реликты обломочно-пепловой, в отдельных слоях витролитической структуры туфа.

В породах описываемой толщи довольно много пирита и марказита (до нескольких процентов, иногда до 15–20%), чаще в виде глобулей размером в сотые и тысячные доли миллиметра. Глобули составляют цепочечные агрегаты, ориентированные параллельно слоистости, концентрируются в виде венчиков вокруг обломков кристаллов или слагают псевдоморфозы по органическим остаткам (рис. 3). Пирит в виде относительно крупных кристаллических зерен часто избирательно развивается внутри хлоритизированных обломков андезита (рис. 4), иногда вместе с эпидотом и пумпеллиитом. Содержание сульфидов железа по разрезу изменяется закономерно: появление туфов сопровождается увеличением в вышележащих породах содержания пирита и марказита (рис. 5). В восстановительных условиях, существовавших на дне морского бассейна, железо, привносимое вулканическими извержениями, осаждалось в форме сульфидов.

Обращают на себя внимание своеобразие и сложность текстурного рисунка пород в областях подводного вулканизма. Первичные слои часто бывают сложены в микроскладочки, характер которых не оставляет сомнений в том, что сминались еще пластичные осадки. Юго-западная часть описываемого разреза (на рис. 2 она не представлена) характеризует площадь, которая в конце

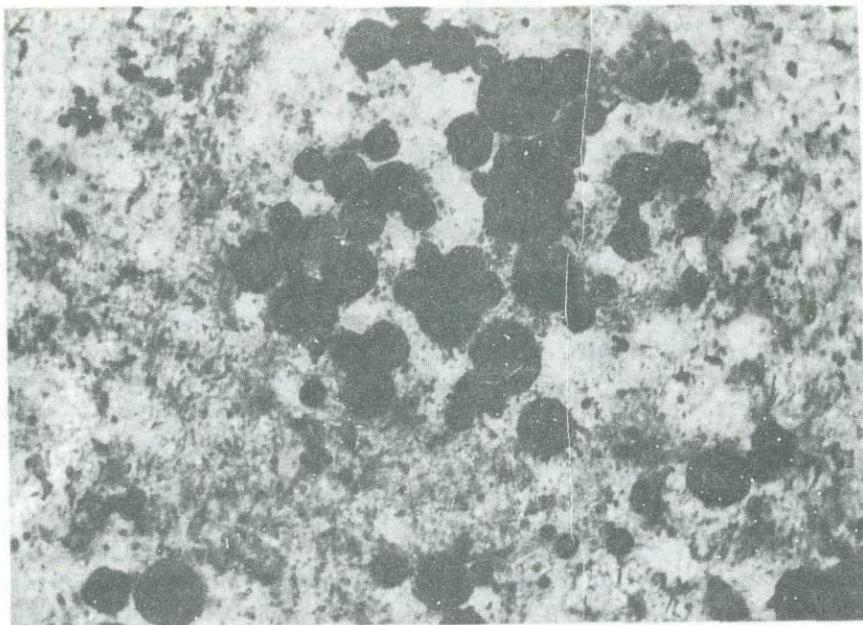


Рис. 3. Колонии глобулей пирита в туффите (шлиф, николи, $\times 200$), Камчатка, бухта Жировая

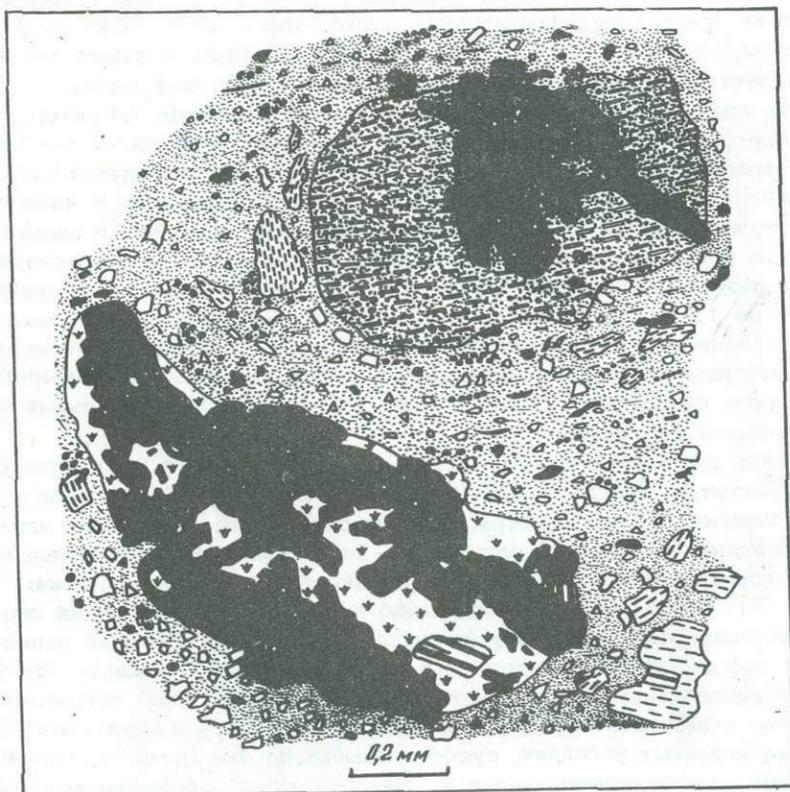


Рис. 4. Туффит с обломками андезита, избирательно замещенными пиритом. Камчатка, бухта Жировая

Вверху — обломок альбитизированного андезита, внизу — хлоритизированного и альбитизированного туфа андезита (черное — пирит). Обломки находятся в туффите с алеуритовой структурой, по наслоению которого располагаются цепочки глобулей пирита

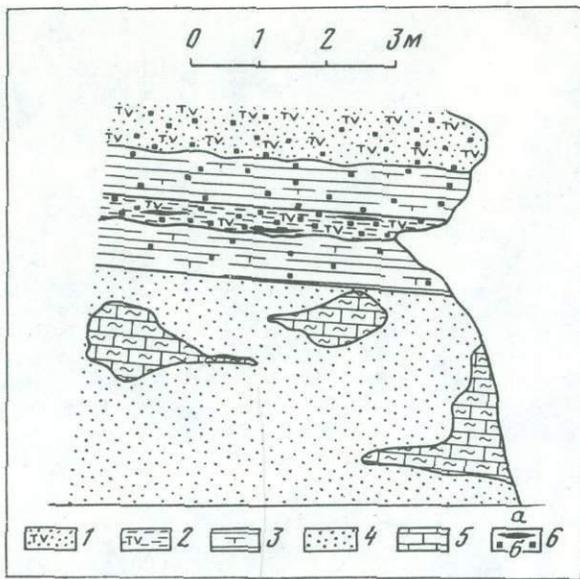


Рис. 5. Появление пирита и марказита в туфогенных слоях

1-2 - андезитовый кристалло-литовитрокластический туф с псаммитовой (1) и алевритовой (2) структурой; 3 - туффит пелитовый; 4 - известковистый песчаник; 5 - мергель; 6 - линзы (а) и мелкая вкрапленность (б) пирита и марказита

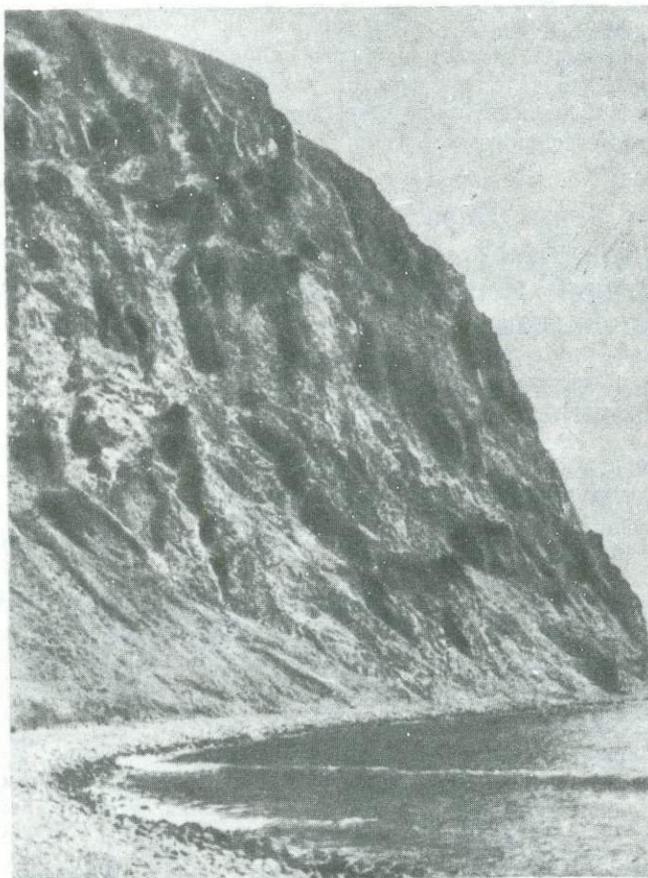


Рис. 6. Образования типа олистостром в обрывах бухты Жировой



Рис. 7. Микроскладочки цеолитовых прожилков (шлиф, николи II, $\times 50$)

олигоцене—начале миоцена была не только ареной магматической деятельности, но и формирующимся поднятием. Отложенные здесь осадки, еще не успевшие затвердеть, оползали, сминались в мелкие складки и превращались в своеобразные брекчии, похожие на одностромы. Отдельные блоки (линзы) пород изменили свое первоначальное залегание (рис. 6). В шлифах наблюдаются микроскладочки цеолитовых прожилков (рис. 7).

Орогенный этап. Базальт-андезит-плаггиолипаритовый, базальт-трахиандезит-игнимбритовый и щелочно-базальтоидно-молассовый комплексы формаций

Внутренние вулканические поднятия (геоантиклинали)

Стадия островных дуг. Андезито-базальтовая и андезито-плаггиолипаритовая серии формаций

Андезито-базальтовая серия включает в себя андезитовую и граувакковую формации.

Андезитовая формация. Эта формация развивается в эпохи растяжения коры, когда получают доступ к поверхности (через глубинные вертикальные разломы) андезитовые магмы очагов, локализующихся у фокальной зоны. Первоначально лавы обычно имеют андезитовый и андезито-базальтовый состав (базальто-андезитовая субформация); в последующем развивается более дифференцированная андезито-дацитовая субформация. Преимущественно вулканическими продуктами этих субформаций слагаются геоантиклинальные поднятия внутренних вулканических дуг. Андезитовая формация широко распространена и в краевых вулканических поясах, что сближает их с вулканическими геоантиклиналями внутренних дуг и подтверждает принадлежность краевых вулканических поясов к краевым структурам геосинклинальных систем. Проникновению андезитовых магм из глубинных разломов, питающих магмами внутрен-

ние дуги, в краевые вулканические пояса способствуют поперечные разломы, вдоль которых в поясах концентрируются главные массы магматических пород андезитового состава (Zaskina, 1973). В последние годы все большее число исследователей склоняется к заключению, что именно с андезитовой формацией связаны главные рудные богатства краевых вулканических поясов.

Вулканиды андезитовой формации принадлежат к известково-щелочной серии пород (табл. 12). В краевых вулканических поясах состав вулканитов формации отклоняется к трахиандезитам. Породы в большинстве случаев порфиновые и часто бывают связаны взаимопереходами с интрузивными субвулканическими образованиями диоритового и гранодиоритового составов (образуя с ними общую вулcano-плутоническую ассоциацию). Характерные особенности пород: частое содержание основных плагиоклазов в порфиновых выделениях даже кислых лав; редкость фенокристаллов калиевого полевого шпата в кислых разностях пород, представляющих преимущественно плагиолипариты; частое развитие гипертена; присутствие в некоторых экструзивных породах оливина наряду с кварцем; обилие в лавах гомеогенных включений полнокристаллических пород состава диоритов и габбро; сильная эксплозивность лав вследствие значительных содержаний воды и других летучих. Коэффициент эксплозивности извержений обычно выше 0,5 (до 0,8), т.е. большая часть вулканического материала выбрасывается в виде пирокластов.

В результате постмагматических газо-гидротермальных процессов огромные массы андезитовых вулканитов изменяются в пропилиты (в более глубоких зонах) и вторичные кварциты (у поверхности).

Имеются многочисленные описания вулканитов андезитовой формации Курило-Камчатской дуги и других вулканических областей Тихоокеанского пояса (Японии, Индонезии, Анд, Каскадных гор США и др.), что избавляет нас от необходимости давать их подробную характеристику. В более древних складчатых областях (Урал и др.) андезитовую формацию часто называют порфиритовой.

Аккумуляция больших количеств обломочного материала преимущественно андезитового состава в прогибах у внутренних вулканических дуг обуславливает развитие здесь характерной формации — "попутчика", за которой мы оставляем наименование граувакковой, несмотря на то что в последние годы этот термин стали применять не в формационном, а в петрографическом смысле и по отношению к различным образованиям.

Граувакковая формация. Термин "граувакка" как петрографический очень неопределенен и вполне заменяется общераспространенным термином "полимиктовый". На недостаток термина "граувакка" в петрографическом смысле указывал Г. Розенбуш (1934). В Геологическом словаре (1955) рекомендовано не использовать этот термин. Применение его в петрографическом смысле авторами монографии "Граувакки" (1972) является неоправданным. В качестве главного критерия для отнесения песчаников к грауваккам авторы монографии приняли присутствие обломков пород — явление обычное для всех песчаников (как континентальных, так и морских), образование которых связано с быстрой эрозией окружающих областей. Не случайно граувакки, по заключению авторов, оказались присущи отложениям большинства угленосных впадин.

С другой стороны, как формационный термин "граувакки" имеет вполне определенный смысл и широко используется советскими и зарубежными геологами по отношению к мощным, быстро накопившимся у соседних поднятий осадочным толщам, содержащим преимущественно плохо сортированный обломочный материал, в том числе обломки вулканитов главным образом основного и среднего состава. В. Галловой (Galloway, 1974) определяет граувакки как песчаники, образовавшиеся у поднятий островных дуг и состоящие из обломков вулканических пород, плагиоклазов, мафических тяжелых минералов, обычно небольшого количества кварца. В таком понимании "граувакки" имеют не столько петрографический, сколько формационный смысл.

В формационном смысле использовал термин "граувакки" Н.С. Шатский, что видно из его следующего высказывания: "В крупных внутренних геосинклиналях на многочисленных примерах установлен следующий формационный ряд, от-

Таблица 12

Химические составы (в %) вулканитов андезитовой формации Камчатки, Курильских островов и Сихотэ-Алиня

Компоненты	Камчатка							Курильские острова	
	бухта Большая Саранная	р. Асача			бассейн р. Элкевая	район перевала Оганчи		о-в Онекотан	
		Ранний миоцен		Средний миоцен				ручей Мойка	ручей Крыжанов- ского
	Ранний миоцен			Средний миоцен		Поздний миоцен-плиоцен			
	Андезито-базальты		Андезито- дацит	Базальт	Дациг	Андезиты		Андезит	Дациг
SiO ₂	53,56 ¹	54,68 ²	65,66 ²	49,60 ²	66,54 ¹	58,76 ¹	59,60 ¹	59,96 ³	64,98 ³
TiO ₂	0,84	0,40	0,69	0,59	0,26	0,54	0,96	0,27	0,42
Al ₂ O ₃	18,83	20,89	17,13	22,07	16,14	15,77	17,72	17,07	15,65
Fe ₂ O ₃	4,00	2,70	2,69	3,41	1,44	5,81	5,46	3,35	4,10
FeO	4,61	4,22	1,92	4,07	1,44	0,80	0,58	4,15	2,83
MnO	0,24	0,15	0,09	0,10	0,10	0,13	0,14	0,11	0,23
MgO	3,96	2,68	0,92	3,10	0,96	3,89	2,31	3,42	2,46
CaO	9,26	7,63	2,61	8,61	2,33	6,12	4,84	6,59	3,82
Na ₂ O	3,25	2,35	3,34	2,46	4,57	4,49	4,48	3,92	3,89
K ₂ O	0,38	1,84	4,42	1,15	3,94	2,09	1,98	1,16	1,62
P ₂ O ₅	0,26	0,31	0,27	0,16	0,05	0,12	-	Нет свед.	Нет свед.

¹ Геология СССР, т. 31, 1964.² Апрельков и др., 1967.³ По данным В.М.Дуничева, 1972 г. (анализы пересчитаны В.М.Дуничевым на 100%).⁴ Baskina, 1973 (156 анализов).⁵ Сахно, 1973 (12 анализов).

Таблица 12 (окончание)

Компоненты	Курильские острова							Сихотэ-Алинь	
	о-в Онекотан	о-в Симушир						Прибрежный пояс	
	мыс Ягодный	мыс Сухина	мыс Крепкий	мыс Сухина		ручей Косточкина	ручей Гибельный		
	Поздний миоцен - плиоцен							Поздний мел	
	Базальт	Андезит	Андезитодациг	Туф андезита	Лавобрекчия андезита	Липариты		Андезиты	
SiO ₂	51,00 ³	58,03 ³	67,52 ³	57,25 ³	59,68 ³	75,24 ³	75,02 ³	58,40 ⁴	59,57 ⁵
TiO ₂	0,53	0,33	0,22	0,89	0,77	0,48	0,38	0,80	0,85
Al ₂ O ₃	20,61	17,79	15,65	18,26	16,68	11,60	12,35	16,70	15,58
Fe ₂ O ₃	3,04	2,98	-	3,64	4,67	2,93	1,97	7,30	2,87
FeO	6,73	4,97	4,28	3,98	3,25	0,53	1,05		3,81
MnO	0,16	0,14	0,12	0,14	0,08	0,22	0,06	-	0,09
MgO	4,02	5,05	2,15	3,26	3,08	0,42	0,18	2,90	2,07
CaO	10,67	6,21	3,33	7,54	7,32	2,70	3,14	4,70	4,46
Na ₂ O	2,56	3,35	4,00	3,84	3,07	3,97	4,28	3,20	2,88
K ₂ O	0,60	1,01	2,56	1,10	1,16	1,88	1,37	2,80	2,09
P ₂ O ₅	0,08	0,14	0,17	0,10	0,24	0,03	0,20	Нет свед.	Нет свед.

дельные части которого сменяют друг друга во времени: "зеленокаменная" (спилито-кератофировая) формация → яшмовая и кремнисто-сланцевая формация → граувакковая или аспидная ("зилаирская") формация → флишевая формация → молассы" (Шатский, 1965, с. 62). Понятие граувакковой формации предельно четко сформулировано Н.П. Херасковым: "Перенос на небольшое расстояние, условия, не подходящие для перемыва отложившихся осадков, и большая скорость как размыва поднятий, так и захоронения в прогибах приводят к образованию граувакковых формаций с их слабо сортированным материалом, богатым неустойчивыми минералами и обломками пород" (Херасков, 1967, с.274). И далее: "общую последовательность в смене формаций на основной площади герцинид можно наметить, анализируя по разрезам распространение граувакковых формаций. Эти формации образовались из обломочного материала, поступившего с внутренних поднятий и орогенно поднятых структур каледонид" (там же, с. 274). Таким образом, как молассы знаменуют собой общее замыкание геосинклиналей, так граувакковая формация отмечает возникновение ранних внутренних поднятий в геосинклинальной системе. Такими поднятиями обычно являются внутренние вулканические дуги. Именно в таком смысле применяет рассматриваемый термин А.Л. Яншин: "В среднепалеозойских геосинклинальных системах довольно рано начали возникать гирлянды вулканических островов и связанные с разломами узкие кордильеры, обычно также сложенные вулканическими породами. Их размыв привел к образованию граувакковых формаций" (Тектоника Евразии, 1966, с. 433). В таком смысле понятие "граувакковая формация" используется и в настоящей работе.

Граувакковая формация широко распространена у внутренних вулканических дуг. Она сложена главным образом песчаниками (от грубозернистых до среднезернистых), гравелитами, конгломерато-гравелитами. В составе пород преобладают обломки андезитов и кристаллов плагиоклаза. Мощности граувакковых толщ Курило-Камчатской дуги достигает многих тысяч метров. Слоистость пород грубая, иногда она плохо выражена.

Увлечение зарубежных геологов турбидитами привело к тому, что большая часть граувакковых отложений объединяется (особенно в американских работах, см. Mitchell, Reading, 1971) в "турбидиты", а самостоятельная граувакковая формация не выделяется. Фактически же турбидитные отложения в основной массе принадлежат обычно к более ранним формациям — флишевой и дофлишевой — и приурочены к внешним прогибам, которые на ранних этапах развития представляли собой крутосклонные узкие впадины типа современных океанических желобов. Обломочный же материал граувакк, связанных с последующими поднятиями внутренних вулканических дуг, частью выпадал непосредственно из воздуха при извержениях, главным же образом сносился в океан реками и морскими течениями. На вопрос, заслуживает ли турбидитная формация выделения в самостоятельную формацию, мы бы ответили отрицательно.

Турбидиты — группа пород, выделяемая по способу переноса обломочного материала, обусловленному преимущественно морфологией (крутизной) бортов бассейнов отложения. В той или иной степени турбидитные отложения присутствуют во многих морских формациях, образовавшихся в разные стадии развития геосинклиналей: ранне-геосинклинальную — во внешних прогибах (океанических желобах), в позднегеосинклинальную — во флишевых бассейнах, в раннеорогенную — при развитии поднятий внутренних вулканических дуг и образования рядом с ними глубоких прогибов, даже в позднеорогенную — при формировании моласс в узких прогибах краевых структур.

При прослеживании миоценовых граувакковых толщ Камчатки в сторону геосинклиналей внутренних дуг в ряде случаев устанавливалась смена их (по латерали) андезитовой формацией.

Среди собственно граувакк, очевидно, "прячутся" кристаллоигнимбриты, связанные с подводными извержениями (вблизи вулканических островов) магм состава кислых андезитов и дацитов. Внешне их очень трудно отличить от граувакк. Некоторые критерии, по которым можно различать эти образования, указаны ниже.

Андезит-плагиолипаритовая серия формаций соответствует вступлению геосинклинали в орогенный этап; она свойственна ранней, островной стадии развития внутренних вулканических дуг. Переход к геоантиклинальному состоянию отличается резким усилением вулканизма. Серия содержит андезит-базальт-дацитовую (плагиолипаритовую) формацию, более известную под наименованием "зеленые туфы", и три субформации: 1) туфовый (гиалокластитовый) флиш, 2) туфогенную флишоидную и 3) туфо-диатомитовую.

Андезит-базальт-дацитовая (плагиолипаритовая) формация - "зеленые туфы". Формация зеленых туфов была выделена в неогене Японии, где она распространена преимущественно во внутренней зоне этой страны - во внутренних андезитовых дугах (рис. 8). Она включает ниже-среднемиоценовые подводные вулканы андезитового и более кислого состава, преобразованные автометасоматическими процессами, а также экструзии и субвулканические интрузии андезитов, дацитов, кварцевых диоритов и других пород. С зелеными туфами связаны многочисленные вулканогенно-осадочные рудные месторождения Японии типа "куроко". Позднее в субаэральных условиях сформировались жильные полиметаллические и золото-серебряные месторождения.

Вулканические породы, входящие в состав формации зеленых туфов Северо-Восточной Японии, представлены главным образом толеитами, субщелочными и щелочными породами, а также высокоглиноземистыми базальтами (Miyagi, 1963, 1964, см. табл. 13). Субщелочные породы и базальты с высоким содержанием алюминия развиты в западной части Японии и принадлежат Япономорской щелочной провинции.

Следует подчеркнуть, что японские авторы рассматривают формацию "зеленых туфов" значительно шире, чем просто как стратиграфическую единицу. Это, по их представлениям, специфический комплекс вулканических, экструзивных и субинтрузивных пород, обнимающий несколько ярусов (свит) нижнего и среднего миоцена. Его особенности, в частности сильные автометаморфические преобразования пород и большая рудонасыщенность, обуславливаются прежде всего значительным содержанием в глубинных магмах щелочей и воды, а также подводными условиями вулканизма. Из сказанного видно, что термин "зеленые туфы" соответствует понятию "формация" в понимании советских геологов.

В последние годы формация зеленых туфов вместе со свойственными ей рудами начинает выделяться в различных районах Тихоокеанского пояса (Филиппины, о-в Новая Гвинея и др.).

Зеленые туфы представляют собой последовательно дифференцированную натрий-калиевую (или переходную от натриевой к натрий-калиевой) формацию, наиболее частыми членами которой являются кислые андезиты и дациты или плагиолипариты. Особенности вулкаников формации можно считать преимущественно порфиновый характер лав, большое содержание обычно ритмично шластующихся витро- и кристаллотуфов, частые проявления игнимбритоподобных текстур, присутствие своеобразных подводных кристаллоигнимбритов, сильные и широко проявляющиеся "зеленокаменные" преобразования вулканических пород, частое залегание (в измененных вулканиках) колчеданно-полиметаллических руд.

Формация зеленых туфов образуется в пределах поднятий внутри геосинклинальных трогов, где сосредоточиваются извержения значительно дифференцированных лав, обогащенных водой, щелочами и другими летучими и подвижными компонентами, а также рудными эманациями. Наибольшее развитие формация получает в приматериковых частях внутренних вулканических дуг, характеризующихся переходным (субконтинентальным) типом земной коры. Здесь формация отличается наибольшей рудной продуктивностью и лучше всего изучена (приматериковые части Большой Курильской дуги, Внутренняя зона Северо-Восточной Японии, Филиппинские острова, о-в Суматра и др.).

Извержения вулкаников формации зеленых туфов происходили вдоль разломов в зоне относительного мелководья (глубины - не более нескольких сотен метров). Наиболее распространенный тип извержений - прорыв вязких газо-

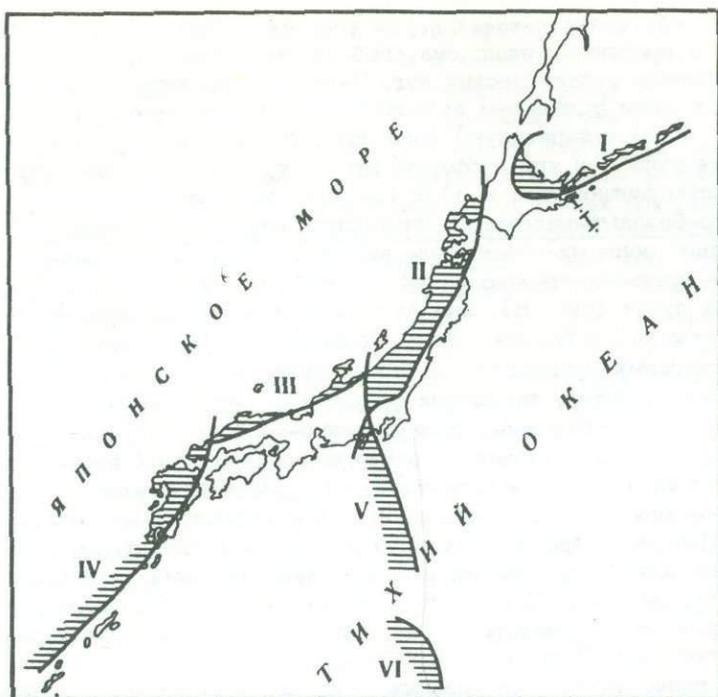


Рис. 8. Неогеновые внутренние дуги (заштрихованы) Японии и сопредельных частей СССР:

I - Курильская, II - Внутренней зоны Северо-Восточной Японии, III - Внутренней зоны Юго-Западной Японии, IV - Рюкю, V - Бонинская, VI - Марианская

Таблица 13

Средние химические составы (в %) пород формации зеленых туфов Северо-

Компоненты	Щелочные липариты	Комендиты	Субщелоч- ные липа- риты	Трахиан- дезиты	Трахиты
	n = 4	2	8	6	12
SiO ₂	74,93	74,34	74,60	58,96	64,10
TiO ₂	0,02	0,35	0,08	0,70	0,55
Al ₂ O ₃	13,18	12,73	13,01	18,68	16,66
Fe ₂ O ₃	0,63	1,28	1,68	3,66	2,77
FeO	0,58	0,99	0,47	2,68	1,89
MnO	Следы	0,02	Следы	0,08	0,09
MgO	0,12	0,09	0,18	2,19	1,48
CaO	0,87	0,60	0,51	2,22	1,90
Na ₂ O	2,71	4,85	2,88	4,73	4,56
K ₂ O	5,67	3,39	4,21	2,17	2,34
P ₂ O ₅	0,02	0,06	0,20	0,16	0,13
H ₂ O ⁺	0,65	0,99	1,33	2,71	2,62
H ₂ O ⁻	0,62	0,31	0,85	1,06	0,91
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

насыщенных магм на дно морского бассейна, формирование экструзивных куполов и субинтрузий; сопровождающееся образованием больших масс вулканокластического материала (главным образом пемзы и обломков кристаллов). Поэтому вулканические накопления наибольшей мощности приурочиваются к экструзиям и субвулканическим интрузивным телам, сложенным кислыми андезитами, дацитами, плагиолипаритами, диоритовыми порфиритами. В ряде случаев устанавливается тесная пространственная связь колчеданно-полиметаллических руд с дацитовыми экструзивными куполами. При выходе на дно моря уже частично раскристаллизованной магмы масса кристаллов вместе с остатками стекла пастообразно выжималась из трещин, давая в той или иной степени спекшиеся кристалло-игнимбриты. Значительное гидростатическое давление на дне препятствовало полному разрыву газовых пузырьков в лавах и образованию вулканических пеплов, обычных для субаэральных извержений. Зато формировались большие количества пемзокластического материала — от крупнопузыристого (андезитового) до тонковолокнистого (более кислого состава). Быстрое остывание изливавшихся лав вызывало их растрескивание и образование гиадокластитов.

Подчиненное значение в описываемых толщах имеют слои туфодиазомитов и туфогенных пород с остатками радиолярий, а также горизонты грубообломочных брекчий с мало окатанными обломками как кислых, так и основных вулканических пород.

Базальтовые лавы встречаются чаще в виде sillов и отдельных потоков шаровых лав, в большинстве случаев превратившихся в гиадокластиты с карбонатными и цеолитовыми прожилками. Они изливались из трещин спокойно и могли быть образованиями, не связанными непосредственно с более кислыми породами формации, представляя продукты очагов других уровней. В пользу этого говорит обособление базальтов как по составу, так и по условиям залегания от гаммы более кислых пород (от андезитов до плагиолипаритов), где отдельные члены связаны взаимопереходами. Поэтому целесообразно разделить зеленые туфы (пока условно) на две субформации — андезит-дацит-плагиолипаритовую и базальтовую.

Восточной Японии (Miyagi, 1964)

Натриевые липариты	Андезиты	Субщелочные андезито- базальты	Щелочные дациты	Высокогли- ноземистые базальты
8	4	5	8	4
68,07	58,22	54,29	47,84	52,35
0,36	0,88	1,71	1,49	0,69
15,56	19,15	15,48	17,28	18,62
1,82	3,34	2,30	3,34	3,72
1,32	1,20	6,01	4,95	5,16
0,03	0,03	0,11	0,12	0,16
0,92	2,02	6,68	6,85	4,18
1,94	6,08	4,42	8,02	8,57
5,03	4,30	3,49	3,38	2,91
2,73	1,83	2,31	1,13	0,59
0,10	0,08	0,16	0,34	1,77
1,38	1,89	2,23	} 5,26	1,14
0,74	0,98	0,81		0,14
100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Изучение минералогического состава пород зеленотуфовой формации осложняется тонкоагрегатным состоянием и многокомпонентностью минеральных смесей, которые образуются за счет первичных минералов – вулканического стекла, полевых шпатов, пироксенов, роговой обманки, кварца и др. Самым неустойчивым минералом при эпигенетических процессах является вулканическое стекло, слагающее до 40–50% объема кислых вулканических пород.

По химическому составу вулканические породы, за счет которых образуются "зеленые туфы", обычно отвечают дацитам (содержание SiO_2 до 68–69%), хотя другие признаки часто указывают на принадлежность их к липаритам (чаще плагиолипаритам).

Эпигенетические процессы в толщах зеленых туфов идут различными путями для основных и средних пород, с одной стороны, и кислых – с другой. Изменения вулкаников проявляются в альбитизации, аргиллизации, гематитизации, эпидотизации, хлоритизации, серицитизации, гидроспидотизации, пренитизации, карбонатизации, цеолитизации, палагонитизации, скаполитизации, адуляризации, окварцевании, опализации, образовании (иногда) гидротермального гипса. Изменения пород в общем близки к пропилитовым (от средне- до низкотемпературных). Часть андезитовых и дацитовых даек и пластовых залежей превращается в альбитофиры.

Ярко-зеленая окраска подводных вулкаников, по которой описываемая формация получила свое наименование, обусловлена новообразованиями хлорита (пеннин, антигорит) и селадонита. Хлорит иногда представлен низкотемпера-

Таблица 14

Химические составы (в %) пород миоценовой формации зеленых туфов Курильских

Компоненты	Курильские острова						
	Базальт	Спилит	Туф базальта	Диабаз	Андезитобазальт	Андезитобазальт экструзивный	Туф андезитобазальта
	n=4	1	4	6	3	1	3
SiO_2	44,45 ¹	44,83 ²	47,18 ^{1,2,3}	48,17 ²	51,76 ³	52,98 ¹	53,03 ^{1,2}
TiO_2	0,97	0,51	0,76	0,56	0,92	1,00	0,49
Al_2O_3	14,64	17,36	18,10	16,06	17,32	18,29	16,53
Fe_2O_3	6,84	2,89	2,97	3,05	3,44	5,06	4,02
FeO	3,69	6,30	6,68	6,01	6,36	3,37	3,02
MnO	0,15	0,54	0,11	0,20	0,17	0,14	0,15
MgO	8,61	8,94	7,48	7,74	6,50	3,50	3,80
CaO	9,11	5,60	6,93	8,35	4,35	6,77	6,71
Na_2O	4,27	0,94	2,92	2,94	3,29	4,47	2,73
K_2O	0,52	1,55	0,78	0,41	0,63	1,28	0,83
P_2O_5	0,04	0,07	0,20	0,09	0,07	-	0,12
H_2O^-	-	0,75	0,04	1,47	-	Нет свед.	1,58
H_2O^+	2,52	-	1,67	-	4,13	1,37	-
SO_3	-	0,93	0,39	0,12	0,53	Следы	0,36
CO_2	0,23	-	0,06	-	0,87	0,78	-
Другие	3,92	8,51	3,40	4,74	-	0,91	6,76
Сумма	99,96	99,72	99,67	99,91	100,34	99,92	100,13

¹ По данным Е.Д.Петраченко, 1973 г.

² По данным Ю.Л.Неверова, 1970 г.

³ По данным В.Г.Сахно, 1973 г.

⁴ Геологическое строение и полезные ископаемые островов Парамушир и Шумшу, 1969. Сергеев, 1966.

турной разностью — амезитом с голубовато-зеленой окраской и относительно низким показателем преломления. В диабазовых породах на тихоокеанском побережье о-ва Кунашир определен шухардит. Чаше встречается монтмориллонит типа сапонита (магниева разность). Из цеолитов и цеолитоподобных минералов наиболее обычны анальцит, натролит, морденит, ломонтит, томсонит, вайрацит. Иногда в измененных вулканитах отмечается пумпеллиит (острова Парамушир, Шумшу) в ассоциации с хлоритом, пренином, эпидотом, монтмориллонитом, цеолитами. Появление актинолита обычно бывает связано с контактами интрузий. В основной массе экстрезивных пород постоянно присутствует кристобалит (особенно в кислых андезитах и дацитах). При контактовом воздействии интрузий проявляется биотитизация, иногда сопровождающаяся появлением сидерофиллита (?) в виде мелких лучистых агрегатов с соломенно-желтой окраской. В целом изменения вулканитов формации зеленых туфов Курильских островов и Камчатки и зеленых туфов Японии очень близки (Hunahashi, Yoshimura, 1966; и др.).

Нередко наблюдаемое в зеленотуфовых толщах Курило-Камчатской дуги ритмичное чередование различно окрашенных слоев (желтых — с окислами железа и зеленовато-серых — с закисными формами железа) свидетельствует о быстром накоплении и захоронении осадков на дне морских бассейнов, благодаря чему окислительные процессы развиваются только в верхних частях слоев. Мощность таких ритмов чаще составляет 0,3–0,6 м.

Большинство перечисленных выше изменений вулканитов зеленотуфовой фор-

островов и Южной Камчатки

Курильские острова

Кварцевый диорит	Андезит субвулкан- нический	Андезит	Туф андезита		Туф ан- дезито- дацита	Анде- зито- дацит
			5	1		
1	2	8	5	1	5	2
55,24 ¹	59,51 ⁴	60,24 ^{1,2,4}	60,79 ^{1,2,4,5}	61,60 ⁶	63,41 ^{4,7}	63,96 ^{1,2}
0,86	0,56	0,78	0,69	0,66	0,60	0,66
17,49	16,41	15,42	15,36	15,06	14,69	15,03
3,13	2,53	5,60	3,16	2,35	3,79	2,59
6,21	4,44	1,66	2,25	3,65	1,61	2,15
0,14	0,14	0,11	0,11	0,08	0,10	0,09
3,40	3,18	3,52	2,75	3,56	1,39	1,55
7,06	5,47	5,10	4,51	3,20	4,32	4,63
3,69	3,31	2,61	2,94	3,42	3,19	3,73
0,64	3,08	0,60	0,76	1,74	1,48	1,03
-	0,14	0,04	0,07	0,07	0,19	0,03
Нет свед.	-	0,13	1,85	Нет свед.	1,21	0,96
1,95	-	0,13	0,80	3,82	-	0,08
Следы	0,31	0,06	0,23	0,00	0,02	0,11
0,43	-	0,03	0,07	0,45	-	-
0,38	1,31	4,10	4,51	Нет свед.	3,89	3,06
100,62	100,39	100,13	100,85	99,66	99,89	99,66

⁶ По данным Г.М. Власова, 1969 г.

⁷ Петраченко, 1973.

⁸ По данным В.М. Дуничева, 1969 г.

⁹ По данным Г.М. Власова, 1971 г.

маши, в том числе альбитизация, окварцевание, гематитизация, частично аргиллизация, хлоритизация, эпидотизация, пумпеллиитизация, относятся к ранним постмагматическим, вызванным газо-гидротермальными процессами, которые следовали непосредственно за извержениями лав.

Формацию зеленых туфов часто необоснованно относят к регионально метаморфизованным породам фации зеленых сланцев. Хотя по масштабам зеленокаменные преобразования подводных вулканитов и могут быть названы "региональными", считать эти изменения результатом наложенных процессов метаморфизма нет оснований. Газо-гидротермальная деятельность, обусловившая изменение вулканитов, сопровождала вулканические извержения и следовала вслед за ними, т.е. была постмагматической.

Японские исследователи выделяют три типа изменений вулканитов формирования зеленых туфов Японии: 1) происходящие в результате автометасоматических процессов, 2) обусловленные воздействием гидротермальных растворов, 3) связанные с диагенезом пород. Однако четко разграничить изменения первого и второго типов невозможно, так как и автометаморфизм подводных вулканитов обуславливается преимущественно горячими растворами, деятельность которых сопровождает остывание лав и продолжается в последующем. Нелегкую задачу представляет и выделение диагенетических изменений, так как некоторые процессы, ранее относимые исключительно к диагенетическим (например, паллагонитизация), по последним наблюдениям (Пискунов, 1971) происходят и в довольно ранние стадии автометаморфизма. Более рационально, по нашему мнению, делить изменения, появляющиеся в зеленых туфах, на: 1) автометаморфические (преимущественно гидротермальные), 2) наложенные контактовые при последующем внедрении гранитоидных интрузий и 3) связанные с собственно диагенезом пород.

Как видно из табл. 14, состав вулканитов формирования зеленых туфов для Камчатско-Курильской дуги довольно устойчив. Эффузивные, экструзивные и вулканогенно-обломочные породы этой формирования относятся к дацитам или по-

Таблица 14 (окончание)

Компоненты	Курильские острова						
	Туф дацита		Дацит экструзивный	Кератофир	Липарито-дацитовый туф	Дацито-липарит	Дацито-липаритовый туф
	2	4	3	1	8	1	8
SiO ₂	65,78 ⁶	67,17 ^{1,4}	67,33 ^{1,5,8}	68,49 ⁵	69,75 ^{1,3}	70,91 ²	71,66 ¹
TiO ₂	0,53	0,38	0,73	0,28	0,43	0,37	0,40
Al ₂ O ₃	14,67	11,91	14,75	12,61	13,07	15,10	12,24
Fe ₂ O ₃	2,07	1,95	3,77	1,43	1,94	2,60	1,85
FeO	1,73	1,40	1,76	1,14	1,21	0,99	1,03
MnO	0,10	0,03	0,08	0,06	0,09	0,05	0,03
MgO	2,41	1,03	1,38	1,10	1,50	0,55	0,91
CaO	3,20	3,30	3,89	2,62	3,07	2,53	2,43
Na ₂ O	3,39	2,04	4,90	3,67	2,96	3,39	3,20
K ₂ O	1,17	0,89	0,93	1,62	1,42	1,50	1,63
P ₂ O ₅	0,06	0,18	0,02	0,13	0,17	0,13	0,11
H ₂ O ⁻	Нет свед.	3,90	1,06	3,42	2,15	1,01	1,78
H ₂ O ⁺	3,73	-	0,10	-	-	-	-
SO ₃	0,27	0,09	0,16	0,40	0,06	0,09	0,03
CO ₂	0,47	-	-	-	-	-	0,04
Другие	Нет свед.	5,69	0,20	3,41	2,69	1,25	1,80
Сумма	99,58	99,96	101,06	100,38	100,51	100,47	99,14

падают в поле андезитов и липаритов известково-щелочной серии. На о-ве Парамушир витрокластические туфы формации по содержанию кремнезема отвечают андезитам.

Приведем краткие описания характерных камчатских и курильских разрезов формации, иллюстрирующие условия накопления подводных вулканитов и характер поствулканических гидротермальных процессов. Возможное распространение формации зеленых туфов на Камчатке показано на рис. 9.

Обрывы северного берега бухты Жировой наращивают вверх нормальный разрез южного берега бухты, уже описанной при характеристике формации черных сланцев.

Спокойное отложение черных морских илов, как мы видели, сменилось в раннем миоцене извержениями вулканитов и формированием своеобразных вулканогенно-осадочных пород, уже принадлежащих формации зеленых туфов. В разрезе северного берега выделяются две характерные толщи примерно одинаковой мощности (по 100-120 м каждая) - туфовая и игнимбритовая.

Нижняя, туфовая толща представляет собой частое переслаивание туфов андезита и андезито-дацита с различной структурой. В ее основании лежат ленточно-полосчатые витрокристалловые, иногда почти чисто пемзовые туфы с градиционной слоистостью, выраженной изменением структуры породы в отдельных ритмах от мелкопсаммитовой до алевритовой и затем пелитовой. Пелитовая часть ритмов более темная из-за обилия хлоритизированного стекла. В качестве особенности, унаследованной от позднеолигоценового морского бассейна, среди туфов встречаются слои черных алевритовых и пелитовых туффитов с рассеянными зернами пирита. Специфичными являются шарообразные стяжения, размещающиеся в туфах группами в крупных полостях - полостях жеед (рис. 10, 11). Судя по параллельному (согласному с напластованием туфов) расположению удлиненных кристаллов плагиоклаза в шарах, образование последних связано с существованием (после извержения) полостей, выполненных парами и газами. В пределах подобных полостей развилась допол-

Курильские острова				Камчатка			
Струвизипарит	Липарит	Туф липарита	Плагиолипарит	Кварцевый габродиоритовый порфирит	Игнимбрилит андезита	Туф андезита	Андезит альбитизированный с пиритом (дайка)
1	4	1	1	1	2	1	1
73,64 ⁴	75,27 ^{2,4}	79,30 ¹	79,64 ⁶	53,62 ⁹	61,31 ⁹	61,94 ⁹	63,09 ⁹
0,30	0,22	0,09	0,08	0,74	0,59	0,78	0,80
12,16	12,44	9,28	9,89	17,04	16,08	15,77	16,45
1,51	0,97	1,84	0,43	2,52	1,22	1,21	3,89
0,75	1,36	1,48	0,19	5,53	3,18	4,21	1,02
Слепы	0,03	0,08	0,04	0,15	0,11	0,12	0,09
1,40	1,14	2,48	0,63	5,61	2,50	1,91	1,80
2,20	1,04	0,29	1,90	7,92	4,16	4,41	2,26
2,52	4,25	1,80	4,18	3,47	4,14	5,84	5,46
3,73	1,75	0,88	0,88	0,90	1,24	0,46	0,72
0,02	0,05	0,15	0,02	0,08	0,12	0,12	0,18
0,43	0,33	1,20	Нет свед.	Нет свед.	-	Нет свед.	Нет свед.
-	-	-	0,60	1,92	3,56	2,34	0,68
0,59	0,29	Слепы	0,07	0,00	0,08	0,15	3,53
-	-	-	1,04	0,32	1,18	0,31	0,10
1,28	1,19	2,18	-	Нет свед.	-	Нет свед.	Нет свед.
100,53	100,33	101,05	99,59	99,82	99,47	99,57	100,07

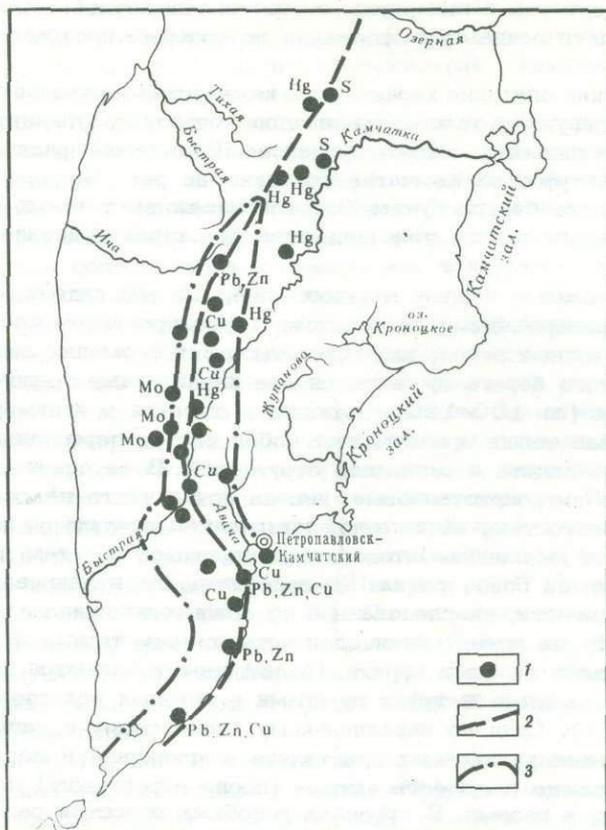


Рис. 9. Схема возможного распространения формации зеленых туфов на Камчатке

1 - основные месторождения и рудопроявления; 2 - Центрально-Камчатский глубинный разлом; 3 - граница площади, где возможно распространение формации зеленых туфов (севернее вдоль глубинного разлома развит пропилитовый ряд рудных формаций)

нительная цементация туфового материала гидротермальными продуктами. Мощность описываемой пачки витрокристалловых туфов составляет 30–40 м.

При общем параллельнослоистом строении толщи и ее однообразном падении местами проявляются (по резким выклиниваниям слоев, изменению текстуры осадков, их своеобразным завихрениям) беспокойные условия подводной седиментационной обстановки, связанные, очевидно, с близостью центров извержений.

Вверх характер туфовой толщи постепенно изменяется. При сохранении ритмичнослоистой (градационной) текстуры в туфах увеличивается содержание кристаллов плаггиоклазов и пироксенов. Их скопления (вместе с мелкими обломками андезитов и андезито-дацитов) образуют светлые слои мощностью 0,5–1,0 см, чередующиеся с темно-зеленовато-серыми слойками, сложенными более мелкими обломками кристаллов и вулканическим стеклом (рис. 12, а). В самой верхней части ритмов иногда имеется скопление тонкоизмельченного растительного материала.

Снизу вверх мощность светлых слоев литокристаллов туфов увеличивается и измеряется уже несколькими сантиметрами (рис. 12, б), а затем дециметрами. Темные слойки хлоритизированного стекла уменьшаются иногда до тонких, пограничных между слоями пленок или видоизменяются в цепочки крупных включений вулканического стекла, похожих на фьямме. Одновременно литокристалловые туфы становятся очень плотными, и в них проявляется спекание обломочного материала (рис. 12, в). Вверх по разрезу какие-либо признаки слоистости в туфах исчезают: в них остаются лишь ориентирован-



Рис. 10. Шаровые стяжения в туфах, Камчатка, бухта Жировая, нижний миоцен



Рис. 11. Деталь обнажения с шаровыми стяжениями

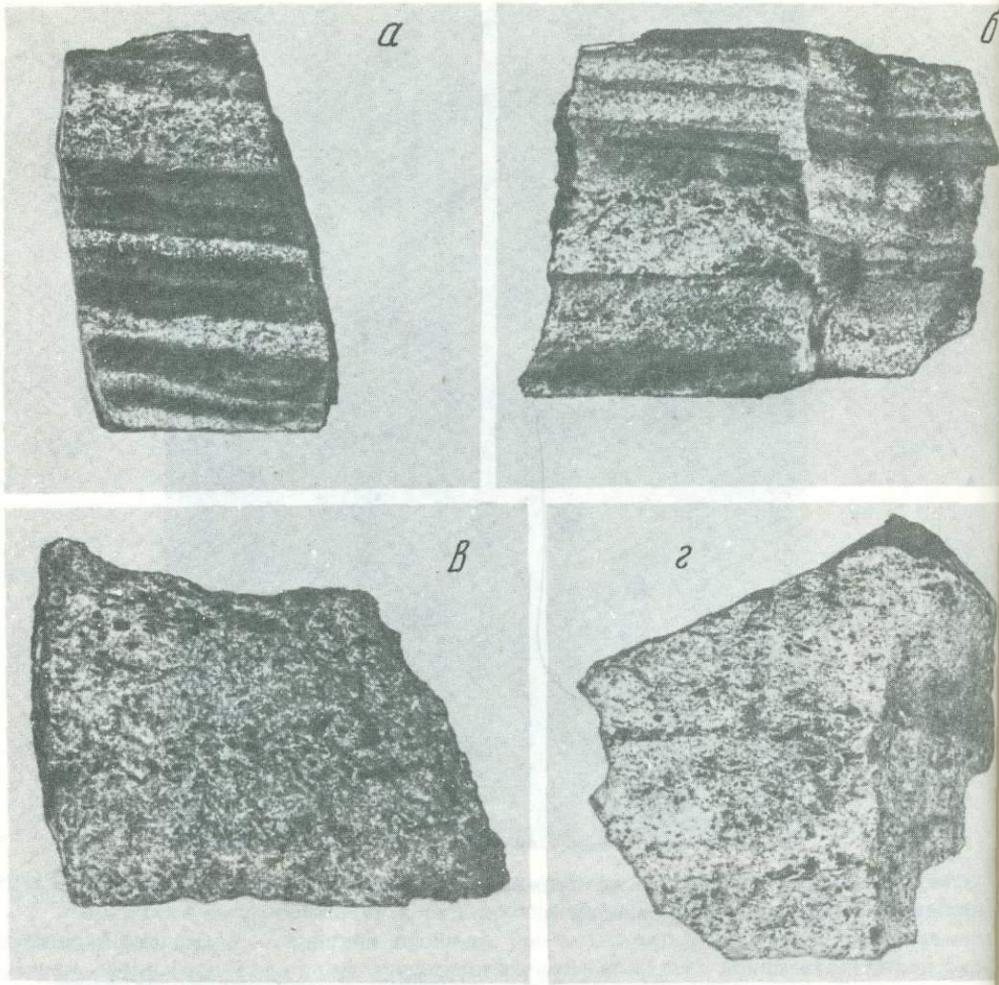


Рис. 12. Постепенный переход (вверх по разрезу) ритмично-полосчатых туфов в игнимбриты

a — ритмичное чередование витрокристалловых туфов с темными туффитами; *b* — уменьшение мощности туффитовых прослоев; *v* — массивные туфы; *z* — туфы, спекшиеся с фьямме

ные линзочки хлоритизированного стекла. Породы приобретают крупноплиточное и глыбовое сложение, становятся очень крепкими, "сливными", явно спекшимися (рис. 12, *z*). Наконец, крайнюю степень спекания обнаруживают плотные массивные туфы почти без стекловатых фьямме. По составу они соответствуют андезитам (роговообманково-пироксеновым) с несколько повышенной щелочностью. По появлению этих пород условно проводится граница между нижней туфовой и верхней игнимбритовой частями разреза.

Игнимбриты отличаются однородностью, постоянством минералогического и химического состава. Это массивные мелко- и среднезернистые зеленовато-серые породы, внешне очень похожие на граувакки или диоритовые порфириды. Тонкие прожилки в них сложены цеолитами (вайрацит) и кальцитом. Породы представляют собой агрегат обломков кристаллов и эффузивов (андезитов и андезито-дацитов), связанных между собой стекловатым цементом чаще пленочного типа (рис. 13). Часть обломков стекла (пемзы) имеет форму фьямме. Характерна очень плотная "упаковка" кристаллов в породе, сглаженность, а иногда и округлость их граней и ребер из-за плавления, нередкая

вдавленность одних кристаллов в другие. Линии псевдофлюиальности в игнимбритах волнистые, многие удлиненные кристаллы ориентированы под углом (и даже поперек) к преобладающей план-параллельной текстуре (рис. 14). В шлифах можно наблюдать все стадии коррозии кристаллов игнимбритов стекловатой вмещающей массой (рис. 15).

Описанные кристалловые и литокристалловые игнимбриты связаны постепенными переходами с полнокристаллическими интрузивными породами типа диоритовых порфиритов и др. Характерные для игнимбритов градаши по размеру кристаллов (самые крупные — плагиоклазы, более мелкие — пироксены, самые мелкие — рудные минералы) наблюдаются и в других породах, тесно сопряженных с игнимбритами, — невадитовых андезитовидных, диоритовых порфиритах и гранодиорит-порфирах. Как для игнимбритов, так и для интрузивных пород из темноцветных минералов характерны моноклинный и ромбический пироксены, иногда присутствует роговая обманка. Состав невадитовых андезитовидных пород, очень близких по структуре к диоритовым порфиритам, отличается от родственных им игнимбритов несколько меньшим содержанием кремнезема. Все это вместе с переходами игнимбритов в интрузивные породы, непосредственно наблюдаемыми в левом борту долины р. Жировой, говорит о родственности этих пород.

Как выяснено работами И.М. Сперанской (1966), кристаллоигнимбриты в общем цикле игнимбритоизвержения занимают самое верхнее положение. Они формируются при извержениях обогащенной кристаллами, уже значительно дегазированной магмы из нижней части периферических очагов. Извержения кристаллоигнимбритов имеют характер выдавливания очень вязкой, пастообразной массы кристаллов с относительно небольшим количеством стекла. Не случайно поэтому кристаллоигнимбриты бухты Жировой занимают верхнее положение в разрезе пирокластической толщи. Сначала подводные извержения имели здесь характер эксплозий с выбросом пемзового материала из самой верхней газонасыщенной части магматического очага. Этот вулканический материал переработан морем в слоистые туфы. Затем из дегазированных, более глубоких частей очага на дно выжималась масса кристаллов с неболь-



Рис. 13. Подводный кристаллоигнимбрит (шлиф, николи , $\times 40$). Камчатка, бухта Жировая, нижний миоцен

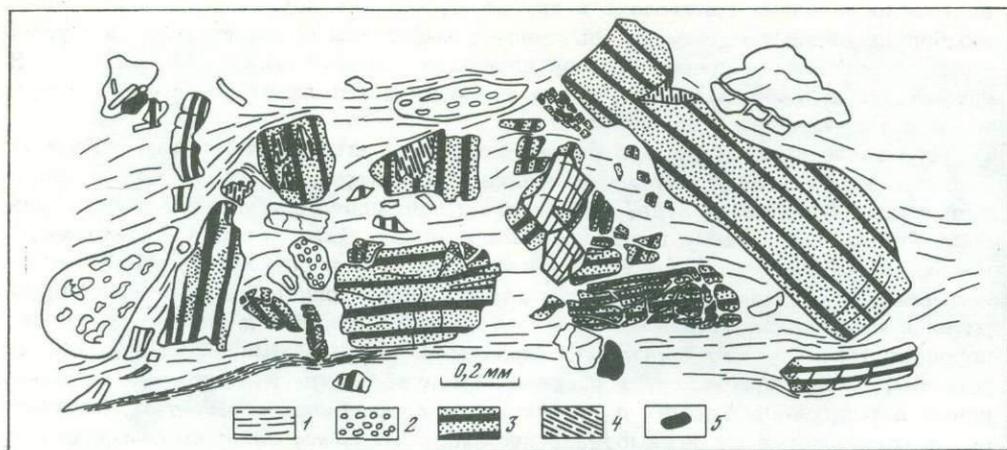


Рис. 14. Витрокристалловый иг-
нимбрит

1 - основная масса; 2 - обломки
плотного стекла и пемзы (с пора-
ми); 3 - деанортитизированный пла-
гиоклаз; 4 - поздний альбит; 5 -
магнетит

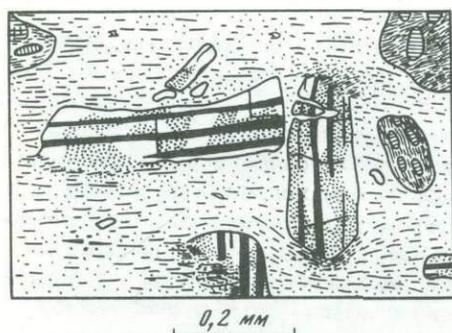


Рис. 15. Коррозия кристаллов пла-
гиоклаза основной массой игнимбри-
та

Условные обозначения см. на
рис. 14

шим количеством стекла, из которой формировались кристаллоигнимбриты. В самых окраинных частях выжатого массива образовались гиалокластиты андезитов и андезито-дацитов с невадитовой структурой, имеющие малиново-красную окраску вследствие содержания гематита. Андезитовые гиалокластиты еще не описывались в научной литературе, и исследователи обычно называют их лавобрекчиями, туфами и другими наименованиями. Поэтому наши наблюдения над гиалокластитамии формации зеленых туфов представляют самостоятельный интерес.

Среди гиалокластитов андезитового состава выделяются два основных типа. Первый (брекчиевидные гиалокластиты) близок к базальтовым гиалокластитам, сопровождающим пиллоу-лавы и обнаруживает (в породах андезито-базальтового состава) переходы к ним. Внешне брекчиевидные гиалокластиты представляют собой андезиты со своеобразной текстурой, напоминающей брекчиевую или шаровую (рис. 16). В отличие от первой форма "включений" почти никогда не бывает остроугольной. В отличие от второй округлые обломки исключительно редко оказываются совершенно круглыми. На сером фоне породы выделяются обычно угловато-округлые, нередко эллипсоидальные включения, окрашенные в бледно-красновато-малиновый цвет. Границы включений расплывчаты и различаются главным образом по окраске. Величина включений от 0,5 м (редко 1-2 м) до нескольких сантиметров. Под микроскопом видно, что нижний предел их величины опускается до 0,1 мм (рис. 17). Количественные соотношения включений и вмещающей массы изменяются от 1:1 до 1:10 и менее.

Существенной разницы в составе и структуре включений и вмещающей массы породы нет. Красноватой окраской включения обязаны значительному окислению железа (развит тонкозернистый гематит), вмещающая же масса обычно сильно хлоритизирована. В некоторых случаях распределение в породе участков с красновато-малиновой и серой (или зеленоватой) окраской неправиль-

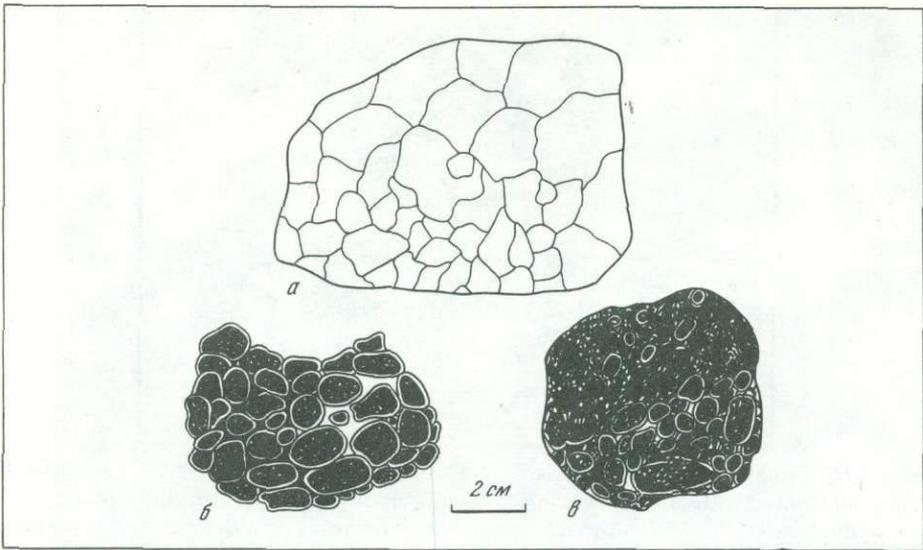


Рис. 16. Гиалокластиты андезито-базальта (зарисовка образцов)
 а - скрытотрещиноватый тип (Камчатка, бухта Асача, нижний-средний миоцен); б, в - брекчиевидный тип (о-в Кунашир, п-ов Ловцова, средний миоцен)

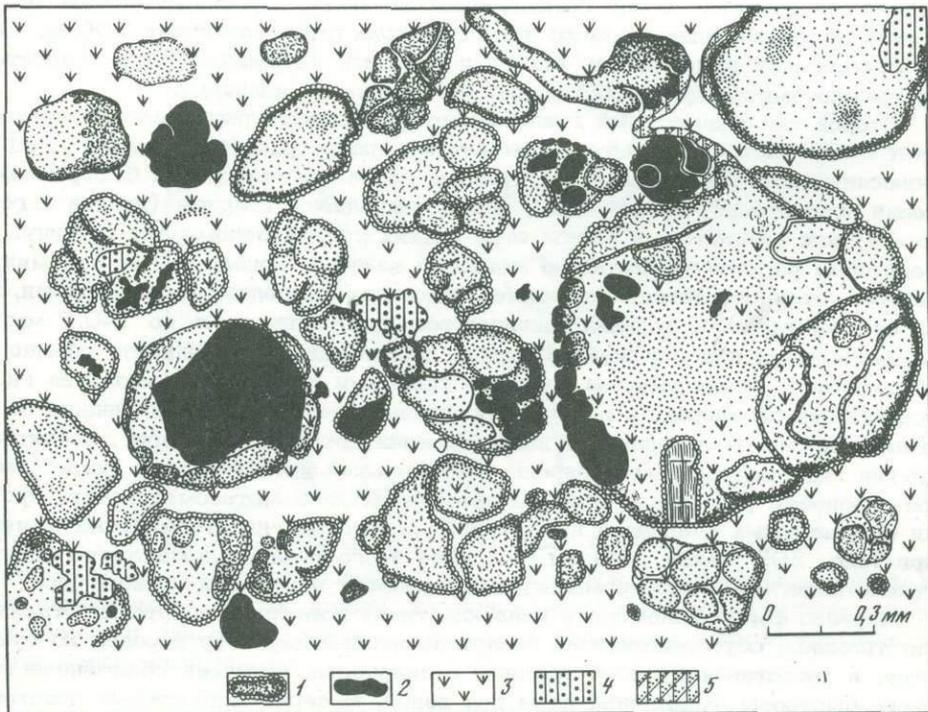


Рис. 17. Брекчиевидный гиалокластит андезито-базальта (зарисовка шлифа). Камчатка, бухта Асача, нижний-средний миоцен

Для этого типа характерны округлые и угловато-округлые обособления андезито-базальта (1) с закаленной оторочкой (сгущения точек по краям) и кварцевой каемкой вокруг них (цепочки зерен одного размера); развитие в обособлениях пылевидного гематита (2); содержание гидротермальных продуктов: хлорита в цементе (3), эпидота (4), кальцита (5)

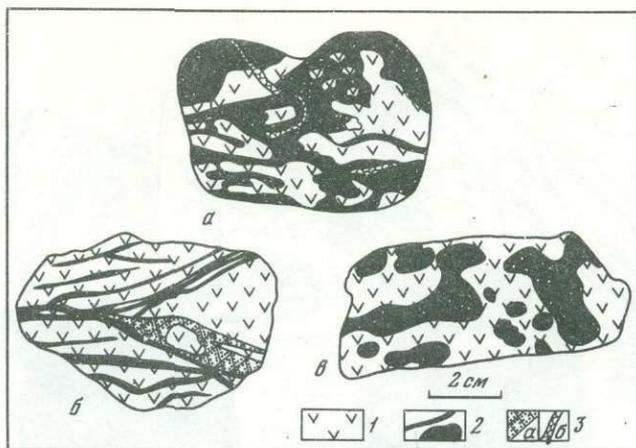


Рис. 18. Брекчиевидный гиалокластит андезита с прожилками кальцита, Камчатка, нижний-средний миоцен: *a* — бухта Жировая; *б, в* — бухта Асача

1 — андезит; 2 — гематитизированные участки и гематитовые прожилки; 3 — агрегаты ромбовидных (*a*) и неправильной формы (*б*) кристаллов кальцита

ное, в виде пятен и прожилок сложного очертания (рис. 18). Очевидно, при излиянии в воду андезитовая лава образовывала "комки" округлой формы, которые разместились среди гранулированной массы породы вследствие охлаждения. Мощность описываемого типа гиалокластитов достигает 100 м. Судя по интенсивной гематизации, эти гиалокластиты формировались в относительно высокотемпературной обстановке вблизи очагов излияния.

Второй тип андезитовых гиалокластитов (скрытотрешиноватый) представляет собой часто- и скрытотрешиноватую породу (рис. 19, см. также рис. 16, *a*). Волосяные субмикроскопические трещины, образовавшиеся при быстром охлаждении относительно вязкой лавы, обычно заполнены кварцем (иногда с гематитом) или кальцитом. Рисунок этих тонких трещин напоминает паутину. На некотором расстоянии подобные андезиты кажутся монолитными. Под микроскопом устанавливается, что размер обломков, разделенных прожилками, обычно не превышает нескольких миллиметров, часто опускаясь до 1–0,5 мм. Относительных перемещений обломков, ограниченных прожилками, обычно не наблюдается. Микротрещины являлись удобными путями проникновения гидротермальных растворов, и в случае проявления деятельности последних по трещинам (кроме окварцевания и кальцитизации) отлагались хлорит, цеолиты и другие гидротермальные минералы. При большой интенсивности гидротермальные процессы расширяют трещины, превращая их в метасоматические прожилки неправильных очертаний и "вроски" агрегатов гидротермальных минералов (рис. 20). Таким образом, развитие этого типа гиалокластитов значительно облегчает гидротермальную переработку и рудоотложение в них.

Нередко форма обломков в гиалокластитах повторяет очертания отдельности: трещины, обуславливающие гиалокластитовый характер породы, по существу, и представляют собой трещины отдельности, но очень сближенные вследствие быстроты охлаждения лавы под водой. В серии андезитовых потоков на южном берегу бухты Асача можно видеть, что в верхней части потоков развилась тонкая плитчатая отдельность, переходящая на отдельных участках в гиалокластитовую трещиноватость, тогда как нижние части потоков монолитные (рис. 21). При образовании тонкоплитчатой отдельности в ней нередко появляются частые поперечные трещины, обуславливающие гиалокластитовый характер породы (рис. 22).

Иногда брекчиевидные и скрытотрешиноватые гиалокластиты комбинируются в одном андезитовом потоке и даже в одном обнажении потока: часть лавы находится в угловато-окатанных обломках, из которых одни похожи на



Рис. 19. Скрытотрешиноватый гиалокластит с прожилками кальцита и цеолитов. Камчатка, бухта Юшинская, нижний-средний миоцен

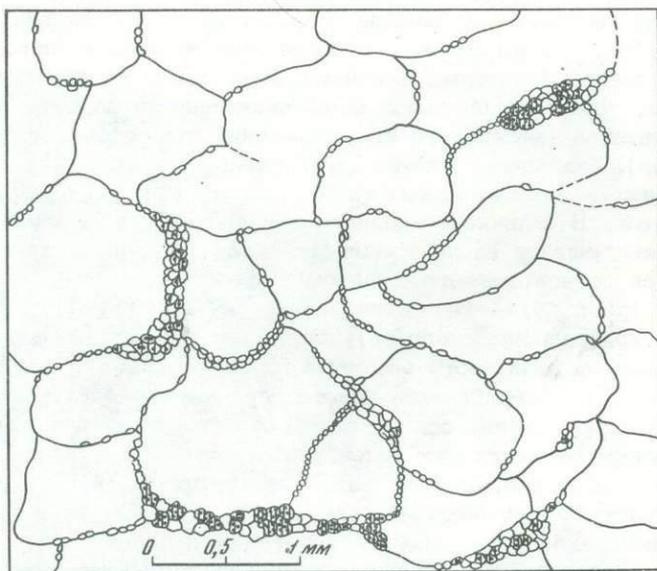


Рис. 20. Гиалокластит андезита скрытотрешиноватый (зарисовка шлифа) с развивающимися вдоль трещин, частично метасоматически, гидротермальными продуктами: эпидотом (зерна с точками) и кальцитом. Остров Кунашир, охотский берег, нижний миоцен

пилоу, другие же являются тонкотрещиноватым гиалокластитом (рис. 23). Вследствие интенсивных газо-гидротермальных изменений описанные выше породы бухты Жировой имеют в общем зеленокаменный облик. В них проявляются альбитизация, аргиллизация (образование сапонита и трудноопределимого пелитового вещества), гематитизация, эпидотизация, хлоритизация, серицитизация, карбонатизация, цеолитизация, палагонитизация, скаполитизация, опализация, адуляризация и окварцевание. Часть андезитовых и дацитовых даек и пластовых залежей превращены в альбитофиры. В измененных породах содержатся вкрапления сульфидов железа и (в небольших количествах) дру-

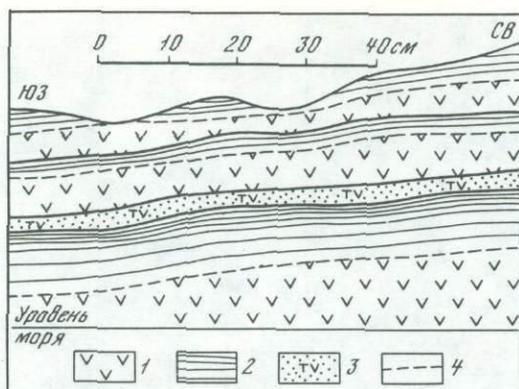


Рис. 21. Развитие тонкоплитчатой отдельности в кровле андезитовых потоков. Южная Камчатка, мыс Круглый, миоцен

1 - андезиты с глыбовой отдельностью; 2 - андезиты плитчатые; 3 - туфы; 4 - граница между глыбовой и плитчатой частями потоков

гих металлов. Выяснение времени перечисленных изменений вулканитов и интрузивных пород по отношению к моменту их извержения и внедрения представляет большой интерес.

Решению вопроса о времени альбитизации и других изменений подводных вулканитов помогли только что описанные скрытотрещиноватые гиадокластиты. Стенки их трещин испытали слабую закалку, вдоль них развился тонкораспыленный гематит, что выражается в более темной окраске породы у трещин в проходящем свете. Некоторые изменения лав, в том числе деанортитизация плагиоклазов, сопровождающаяся новообразованиями альбита, серицита и пелитового вещества (вследствие высвобождения при деанортитизации избыточного глинозема), оказались очень ранними, происшедшими еще до охлаждения и растрескивания лавы при соприкосновении ее с водой. В отличие от поздней аргиллизации плагиоклазов - неравномерной, проявляющейся вдоль трещин (рис. 24, б), ранняя аргиллизация, сопровождающая деанортитизацию, равномерно распределена по всему кристаллу плагиоклаза (рис. 24, а). В местах сваривания кристаллов плагиоклаза (при образовании кристаллоингимбритов) происходит очистка деанортитизированного плагиоклаза от пелитового вещества, превращение его в воднопрозрачный альбит (рис. 25). Для обломков кристаллов, изверженных под водой, также характерно растрескивание вследствие быстрого охлаждения. Трещины охлаждения разделяют на части уже ранее альбитизированные кристаллы плагиоклаза (рис. 26). Очевидно, альбитизация (деанортитизация), а затем сваривание и очистка кристаллов плагиоклаза происходят еще до их остывания.

В подводных вулканитах проявляется также и более поздняя альбитизация, которая не сопровождается аргиллизацией. Она выражена прожилками альбита вдоль проницаемых зон и, очевидно, связана с продолжающимся после излияния лав воздействием щелочных растворов. Поздний альбит обычно воднопрозрачный, часто несдвойникованный (реже имеет шахматное строение). Он замещает местами ранний альбит (рис. 27) и нередко встречается в миндалинах.

В альбитизированных породах бухты Вилочинской и Саранной псевдоморфозы альбита окружены каемкой калиевого полевого шпата, т.е. здесь проявляется не только натриевый, но и калиевый метасоматоз, что свойственно поздним стадиям развития подводного вулканизма.

Ранним процессом в вулканитах бухты Жировой является также образование опалового геля с взвесью в нем тонких частиц гематита. Осаждение этого геля происходило вслед за излияниями лав на дно и образованием трещин охлаждения и явно после деанортитизации плагиоклаза (рис. 28). Остывание перегретых растворов на дне моря вызывало быстрое осаждение избыточного кремнезема, а одновременная потеря растворами углекислоты обуславливала осаждение окислов железа. Последние образовывали с кремнеземом коллоид-

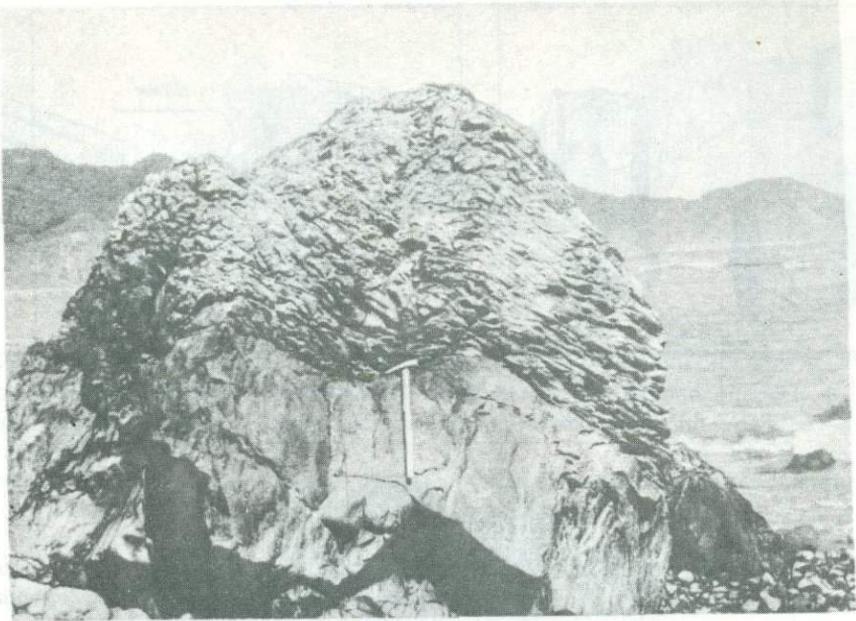


Рис. 22. Развитие тонкой плитчатости с частичной гиа-
локластитизацией в кровле андезитовых потоков. Камчат-
ка, бухта Асача, мыс Белоглинка



Рис. 23. Комбинированные (брекчиевидные и скрытотрещи-
новатые) гиаокластиты в одном андезитовом потоке. Кам-
чатка, бухта Асача, нижний миоцен

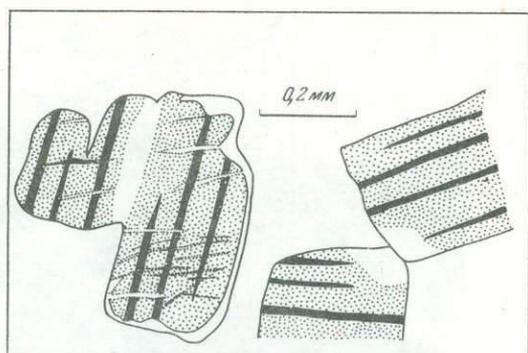
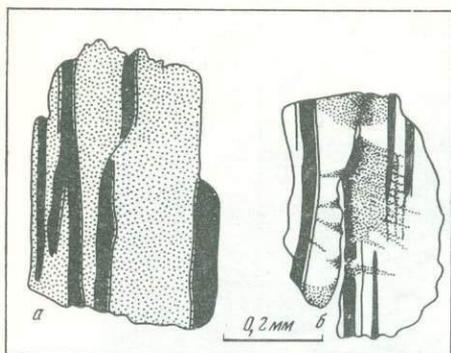


Рис. 24. Распределение пелитоморфного (глинистого) материала (показан точками) в кристаллах плагиоклаза. Камчатка, бухта Жировая, нижний миоцен

a - аргиллизация, сопровождающая раннюю альбитизацию (деанортитизацию); *b* - более поздняя аргиллизация вдоль трещин

Рис. 25. "Очистка" мутного альбитизированного (деанортитизированного) плагиоклаза, превращение его в водянопрозрачный альбит в местах сваривания кристаллов в подводных игнимбритах (незаштрихованные участки)

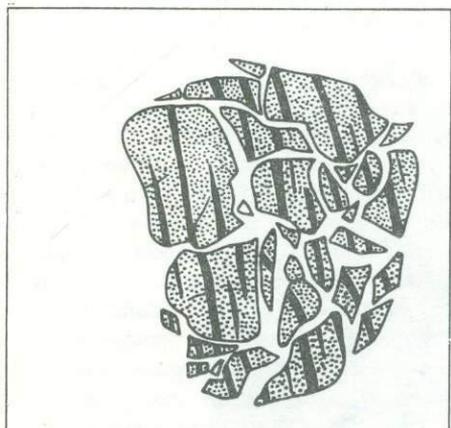


Рис. 26. Растрескивание альбитизированных (деанортитизированных) плагиоклазов в подводных игнимбритах

Рис. 27. Замещение деанортитизированного плагиоклаза более поздними гидротермальными продуктами

1 - деанортитизированный плагиоклаз; 2 - водянопрозрачный альбит; 3 - эпидот; 4 - хлорит

ные системы, проявляющиеся сейчас в колломорфных текстурах кремнисто-гематитовых прожилков и сегрегаций (рис. 29). Кремнезем представлен чаще халцедоном и мелкокристаллическим кварцем, реже - опалом. В опалово-гематитовой массе находятся прожилковидные и миндалевидные обособления мелкокристаллического кварца, частично с гематитовой пылью. В центральной части некоторых обособлений находится хлорит. Гематит нередко развивается по спайности кристаллов плагиоклаза.

Отшлифованные выступы береговых скал и береговые валуны представляют собой природные аншлифы, на которых хорошо видны взаимоотношения прожилков и вростков различного состава (рис. 30). Не вызывают сомнений в основном метасоматический, а не трещинно-прожилковый характер гематито-

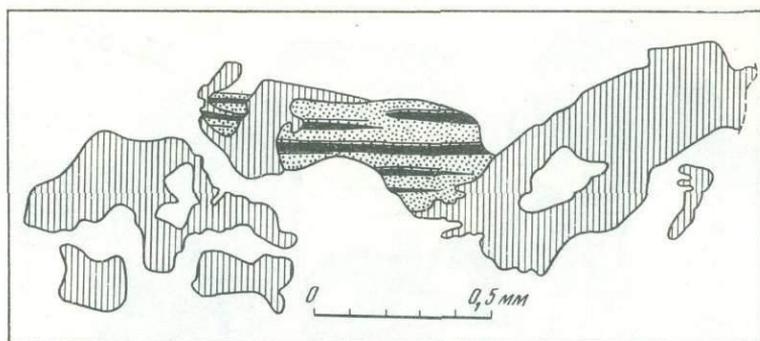


Рис. 28. Прожилки гематита (вертикальная штриховка), пересекающий деа-
нортитизированный плагиоклаз в гиалокластитах андезита

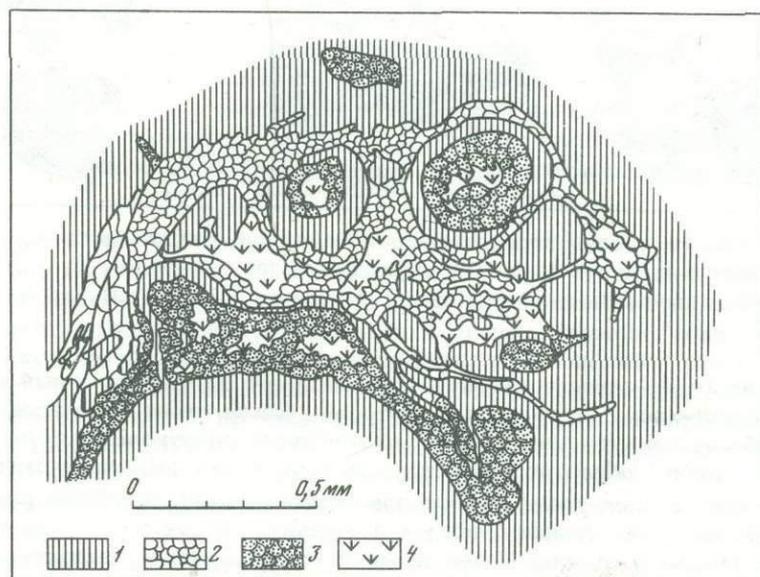


Рис. 29. Микроструктура красных кремнисто-гематитовых пород в андези-
тах. Камчатка, бухта Жировая, верхний олигоцен-нижний миоцен

1 - опалово-гематитовая масса; 2 - прожилковидные и миндалиновидные обо-
собрения кварца; 3 - кварц с гематитовой пылью; 4 - хлорит

кремнистой породы и более позднее образование карбонатных прожилков. По-
следние избирательно приурочиваются к гематито-кремнистым восткам и
часто выклиниваются, переходя во вмещающие хлоритизированные андезиты:
вероятно, прожилки кальцита заполняли трещинки, обусловленные усыханием
кремнистых гелей, содержащих тонкие гематитовые частицы.

Кремнисто-гематитовые отложения в пластичном состоянии сминались
вследствие подводных оползней в сложные мелкие складки, иногда вместе с
вмещающими их вулканитами, еще не прошедшими этап диагенеза.

Отложение опала (впоследствии раскристаллизовавшегося в кварц) в даль-
нейшем сопровождало весь постмагматический гидротермальный процесс, вклю-
чая его низкотемпературную стадию.

К ранним новообразованиям в подводных вулканитах относится также за-
мещение ромбических пироксенов грязно-зеленым серпентино-хлоритом, сла-
гающим гомоосевые псевдоморфозы. Его образование происходило еще до раз-
вития эпидота. Более поздняя генерация хлорита развивается по обломкам ан-
дезитового стекла (грязно-зеленовато-бурая разность) или пемзы более кис-

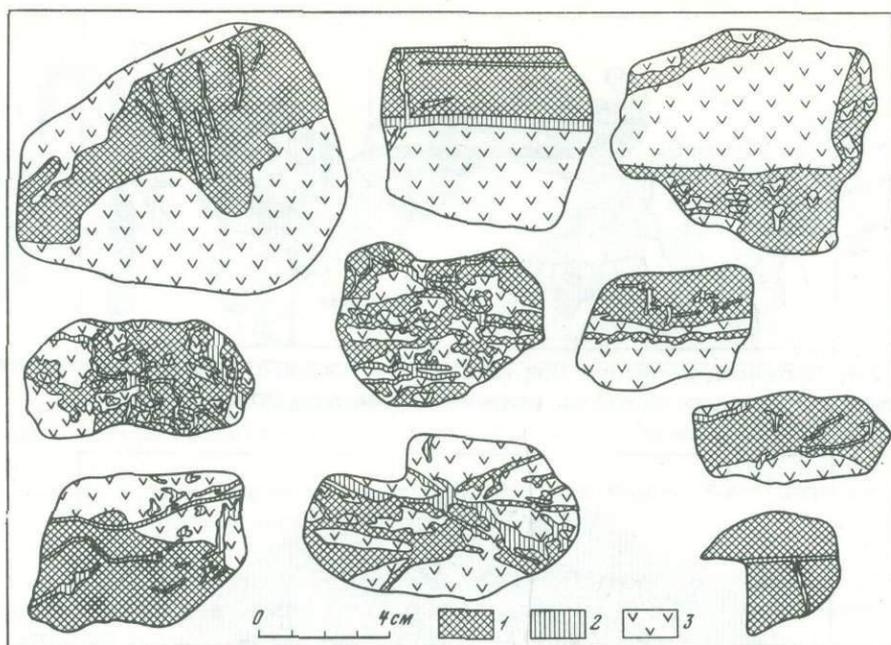


Рис. 30. Гематитизация подводных лав, Камчатка, бухта Жировая
 1 - сургучно-красные кремни (гематито-опаловая порода); 2 - кальцит;
 3 - хлоритизированная лава (андезиты и андезито-базальты)

лого состава (ярко-зеленый хлорит). Первый имеет смешаннослойный характер монтмориллонит-хлоритового состава, второй ближе стоит к селадонитам. Наконец, наиболее низкотемпературный ярко-зеленый розетковидный, чешуйчатый хлорит (рипидолит) образует прожилки, гнезда, часто выполняет миндалины.

Эпидот представлен тремя разновозрастными типами. Наиболее ранний в виде землистых масс развился при аутометаморфическом изменении андезитового вулканического стекла. Более поздний эпидот слагает зернистые агрегаты, часто пересекающие ранний альбит, самый же поздний наблюдается в прожилках вместе с кварцем, кальцитом, цеолитами.

В явной связи с деятельностью относительно высокотемпературных гидротерм образовался в пропилигизированных андезитах пумпеллит, слагающий радиально-лучистые (иногда радиально-иглочатые) агрегаты с высоким показателем преломления, ясным плеохроизмом от сине-зеленого (по Ng) до бесцветного или бледно-желтого (по Np); удлинение положительное; двупреломление низкое, аномальное. Этот минерал часто встречается в тесном сростании с эпидотом.

Широкое распространение в гидротермально-измененных вулканитах имеет пренит в радиально-лучистых агрегатах и таблицеобразных кристаллах, которые слагают гнезда и прожилковые (с раздувами) скопления. В подобных скоплениях пренит часто сопровождается эпидотом, иногда - воднопрозрачным альбитом. Этот пренит сечется прожилками кальцита (рис. 31, б). Кроме того, выделяется вторая, по-видимому, более низкотемпературная генерация пренита, развивающаяся в прожилках, секущих более ранний пренит (рис. 31, а). Более поздний пренит часто наблюдается в ассоциации с кальцитом, хащедовидным кварцем, цеолитами.

К поздним низкотемпературным образованиям относятся цеолиты (гейландит, десмин), кальцийсодержащий анальцит (вайрацит), морденит и главная масса карбоната (кальцит). Разгрузка растворов от кремнезема благоприятствовала в дальнейшем относительному обогащению терм глиноземом и кальцием и отложению богатых этими элементами цеолитов в жилах.

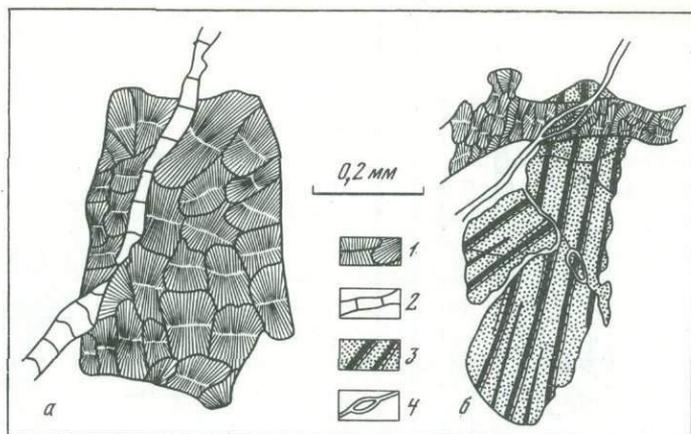


Рис. 31. Новообразования пренита в андезитовых гиалокластитах

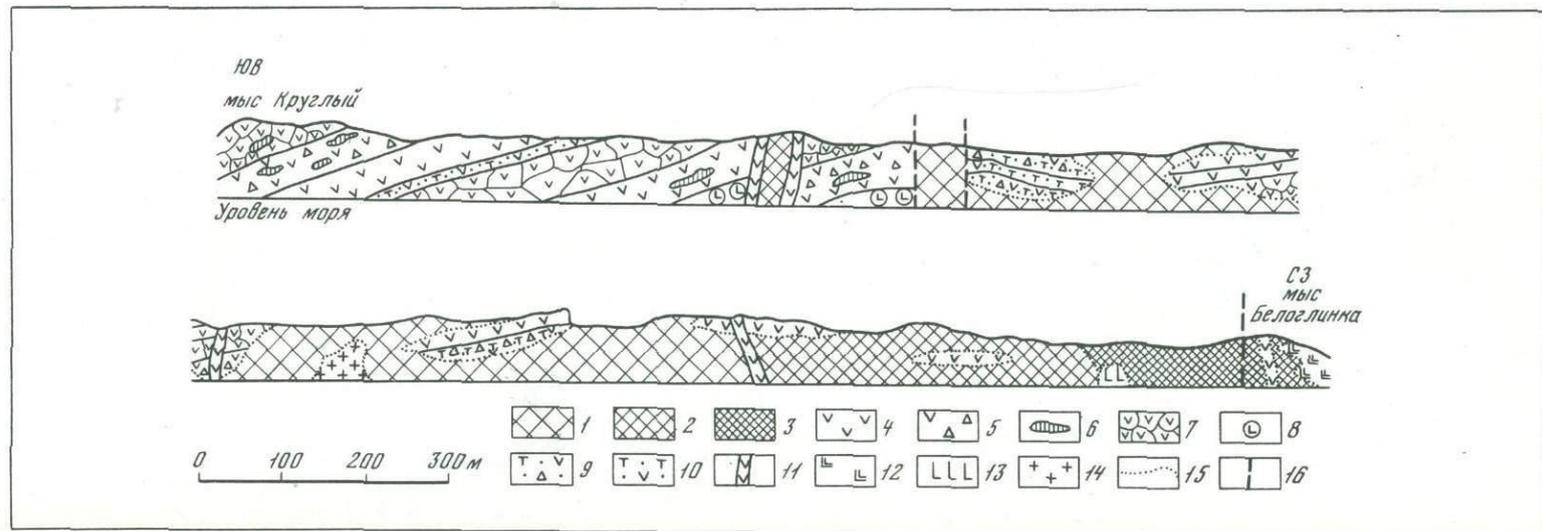
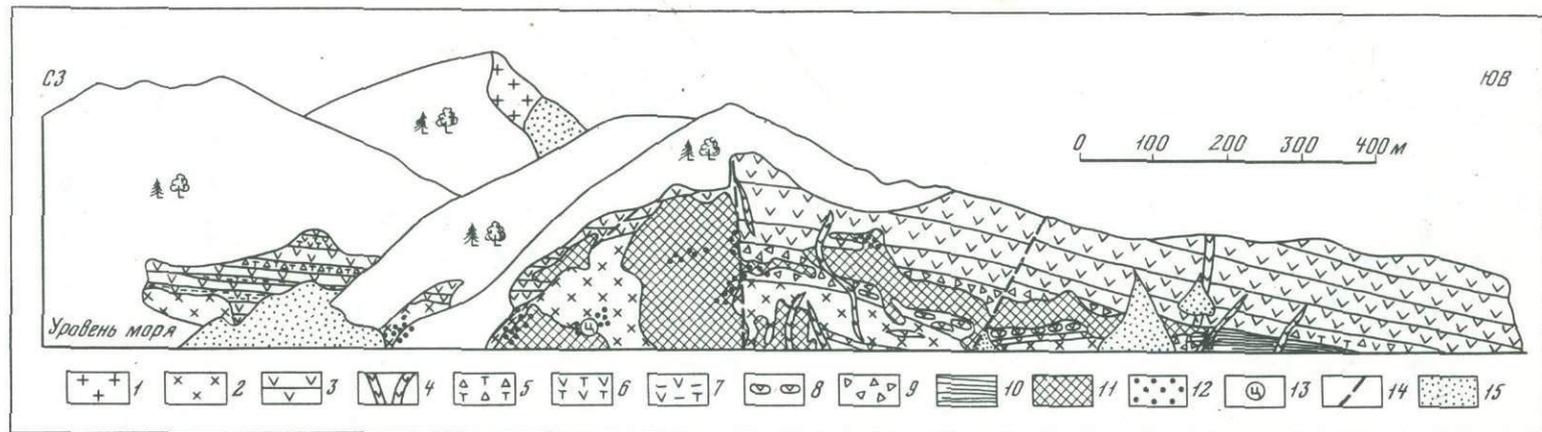
a – ранний пренит, рассекаемый прожилком пренита второй генерации; *б* – прожилок пренита, секущий вкрапленник деанортитизированного (альбитизированного) плагиоклаза и рассекаемый прожилком кальцита

1 – псевдоморфоза раннего пренита по темноцветному минералу; 2 – пренит второй генерации; 3 – плагиоклаз; 4 – прожилок кальцита

Некоторые изменения (например, монтмориллонитизация, гидрослюдизация, цеолитизация, палагонитизация) могут быть частично связаны с диагенетическими преобразованиями вулканических пород в подводной обстановке.

При широком площадном (региональном) распространении "зеленокаменных" преобразований неогеновых вулканитов наблюдается зональное распределение различных типов измененных пород у лаво- и гидротермоподводящих разломов. Кроме разломов и других проницаемых зон, изменения и рудопроявления в вулканитах контролируются контактами интрузий и экструзий, дайками, слоями пористых вулканигов. В разрезе северного берега бухты Асача (рис. 32) сульфидизация распространилась по падению горизонта агломератовых туфов на расстояние более 300 м и резко прекратилась там, где агломераты фациально сменились плотными туфами. Характерно, что в верхней части разреза, сложенной андезитовыми потоками, сформировавшимися уже в субэвралной обстановке, сколько-нибудь значительные изменения пород отсутствуют.

Все это осложняет общую зональность гидротермально-измененных пород, которая в общем имеет следующий вид (от центральной зоны, обычно приуроченной в разлому): 1) внутренняя зона наиболее интенсивных кислотных или щелочных изменений, 2) промежуточная зона аргиллизации и гидрослюдизации (гидрослюда, монтмориллонит, пирит), 3) внешняя зона низкотемпературной пропилитизации (хлорит, цеолиты, карбонаты, иногда – пренит, пумпеллит). Горизонтальная мощность зон увеличивается от внутренней (до 200–300 м) к внешней (до 1 км и более). Состав пород внешних зон более или менее стабильный (лишь местами, у контактов с субвулканическими интрузиями, появляется эпидот); минералогия же внутренней зоны в значительной степени определяется глубиной эрозионного среза вулканигов. При небольшом срезе проявляются кислотные изменения, примером которых может служить гипсовый штокверк мыса Белоглинка (рис. 33). Сеть гипсовых прожилков ветвящейся формы размещается в светлых измененных породах, состоящих из глинистых продуктов с кварцем, диккитом (рис. 34, 35), баритом, пиритом. Мелкие вкрапленники пирита концентрируются главным образом за пределами гипсовых жил во вмещающих породах; окислительные условия вдоль трещин способствовали полному окислению серы и образованию гипса, тогда как инфильтрация растворов от стенок трещин во вмещающие породы происходила в условиях меньшего кислородного потенциала, допуская образование сульфидов.



Вкрапленники пирита представляют собой преимущественно псевдоморфозы по зернам магнетита.

Более глубокие эрозионные срезы обнажают бывшую зону вскипания перегретых газо-гидротерм (вероятно, хлоридно-щелочного типа), проявленную теперь кварцево-карбонатными штокверками. Один из них обнажается в береговых обрывах бухты Корневской (рис. 36). Горизонтальная протяженность штокверка здесь более 250 м. Он представляет собой густую сеть жил (мощностью до 2 м) и прожилков цеолит (ломонтит)-кварц-карбонатного состава (рис. 37). Типичное строение жил показано на рис. 38.

Разрез бухты Юшинской соответствует еще более глубокому эрозионному срезу (рис. 39), обнажающему апикальные части субвулканических интрузий диоритовых порфиритов. В разрезе наиболее широко распространены пропилитовые изменения с альбитом и иногда с эпидотом в центральных зонах. У даек роговообманковых андезитов наблюдается сильное окварцевание и цеолитизация вулканигов. Такие сравнительно глубокие эрозионные врезы обнажают полиметаллические руды, размещающиеся в пропилитизированных породах; примеры подобных рудопроявлений довольно многочисленны на Юго-Западной Камчатке (Мутновская кальдера, бухта Песчаная и др.).

Разрез бухты Вилючинской с большими массивами альбитизированных пород и с медными рудопроявлениями, возможно, представляет собой еще более глубокий врез в неогеновые измененные вулканиды.

Слияние зональных комплексов измененных пород обуславливает наблюдающиеся региональные, преимущественно зеленокаменные изменения неогеновых вулканигов Камчатки. Изменения эти, очевидно, связаны главным образом с постмагматической газо-гидротермальной деятельностью, т.е. с регрессивным гидротермальным метаморфизмом, происходившим при остывании вулканических продуктов. Вдоль разломов газо-гидротермальные процессы продолжались в течение длительного времени и после прекращения излияний лав. Общая картина распределения измененных пород осложнилась контактовым воздействием медленно остывавших интрузий.

Сходные условия существовали в ранне-среднемиоценовое время на площади Большой Курильской дуги. Представление о распространении формации зеленых туфов на наиболее крупных островах дают рис. 40-43. Схема разреза охотского берега о-ва Кунашир от мыса Спиридонова до ключа Серного, в котором обнажаются преимущественно породы этой формации, приве-

Рис. 32. Разрез северного берега бухты Асача (по О.Г. Борису и Г.М.Власову)

1 - биотитовые граниты; 2 - диориты, диоритовые порфириты, интрузивные андезиты; 3 - покровные андезиты; 4 - дайковые андезиты; 5 - андезитовые туфобрекчии; 6 - литокристалловые андезитовые туфы; 7 - кремнисто-туфогенная порода; 8 - шаровая лава гематитизированная (микродиабаз); 9 - агломерат андезитов; 10 - тонкослоистые туфы и туффиты; 11 - пропилитизированные породы с хлоритом, карбонатами, пиритом, местами с эпидотом, цеолитами, халькопиритом; 12 - участки наибольшего окварцевания; 13 - участки наибольшей цеолитизации; 14 - разломы; 15 - осыпи

Рис. 33. Схематический разрез южного берега бухты Асача

1 - измененные породы с хлоритом, цеолитами, пренитом, карбонатами; 2 - измененные породы с новообразованиями слюд, кварца, пирита, местами - карбонатов и цеолитов; 3 - кислотно-измененные породы с гипсом, баритом, диккитом, пиритом, местами с хлоритом, серицитом, альбитом, кварцем; 4 - андезиты; 5 - андезитовая лавобрекчия; 6 - гематито-кремнистые породы; 7 - андезитовые гиалокластиты; 8 - шаровидные базальты; 9 - андезитовые туфобрекчии; 10 - андезитовые туфы с псаммитовой структурой; 11 - дайки альбитизированных двупироксеновых андезитов; 12 - габбро-диориты; 13 - спилиты; 14 - диориты и кварцевые диоритовые порфириты; 15 - границы фаций измененных пород; 16 - разломы

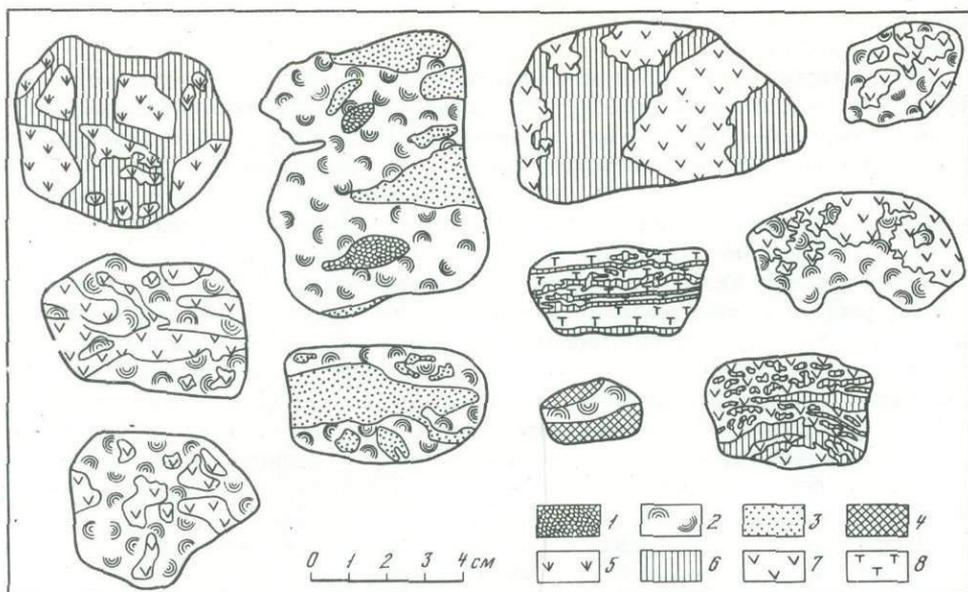


Рис. 34. Взаимоотношения различных минералов в штокверке мыса Белоглинка

1 - друзы кварца; 2 - опал; 3 - окварцованная и пиритизированная порода, местами с дикситом; 4 - гематито-кремнистая порода; 5 - хлоритизированный андезит; 6 - гипс; 7 - малоизмененные андезиты; 8 - андезитовый туф

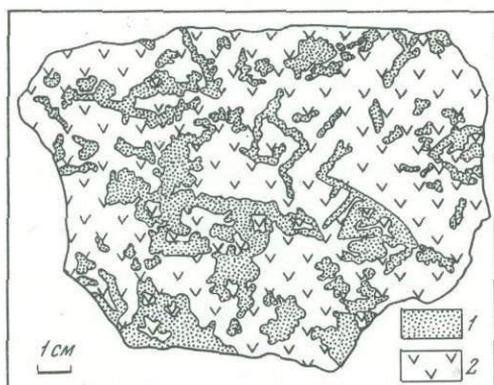


Рис. 35. Вростки диккита (1) в хлоритизированном андезите (2)

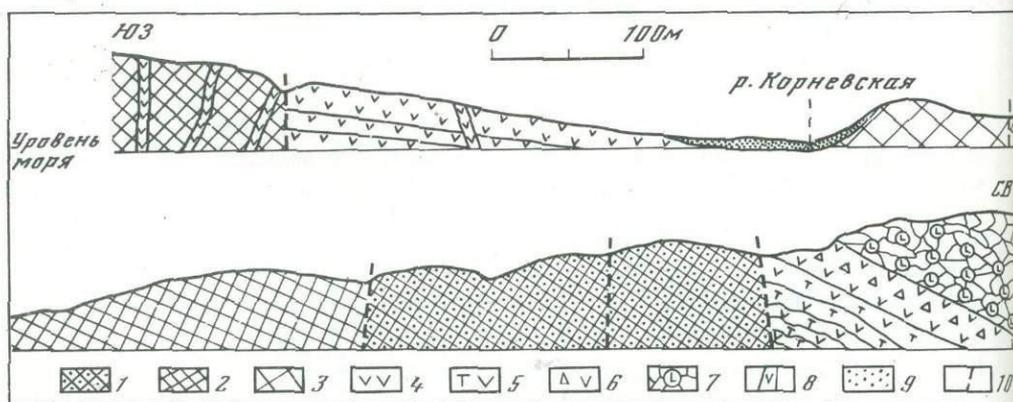


Рис. 36. Схематический береговой разрез бухты Корневской

1 - штокверк кварцево-карбонатных жил; 2 - измененные вулканиты с новообразованиями карбонатов, серицита, гидрослюд, кварца, пирита; 3 - измененные вулканиты с новообразованиями хлорита, эпидота, пирита, карбонатов, цеолитов; 4 - андезиты; 5 - андезитовые туфы с новообразованиями кварца, цеолитов; 6 - андезитовые лавобрекчии; 7 - шаровые андезитовые гиалокластиты с линзами гематито-кремнистых пород, измененные на отдельных участках; 8 - дайки двупироксеновых андезитов (с новообразованиями карбонатов, хлорита, серицита, цеолитов); 9 - аллювиальные отложения; 10 - разломы



Рис. 37. Кварц-цеолит-карбонатный штокверк бухты Корневской

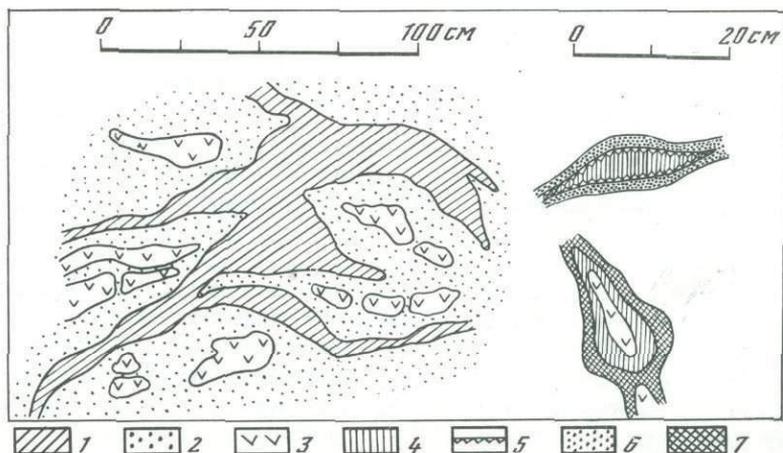


Рис. 38. Строение жил штокверка бухты Корневской

1 - кварц-цеолит-карбонатные жилы; 2 - хлоритизированный андезит (с кварцем, пиритом и цеолитами); 3 - останцы менее измененного хлоритизированного андезита, местами - со структурой диоритового порфирита; 4 - цеолиты; 5 - хрусталевидный кварц; 6 - мелкокристаллический кварц; 7 - карбонаты (преимущественно кальцит)

дена на рис. 44. Породы разреза сложены в сравнительно пологие складки, разбитые разломами. Значительная нарушенность пород связана как с поперечными нарушениями близкого к меридиональному направления, так и с продольными разломами или с серией разломов, протягивающимися вдоль охотского берега. Отсюда и большое число обнажающихся в береговых обрывах интрузивных и экструзивных тел. К береговой полосе приурочен ряд миоценовых палеовулканов.

Наиболее распространены в разрезе охотского берега о-ва Кунашир ритмичнослоистые, с градационной текстурой кристалло-пемзовые туфы андези-

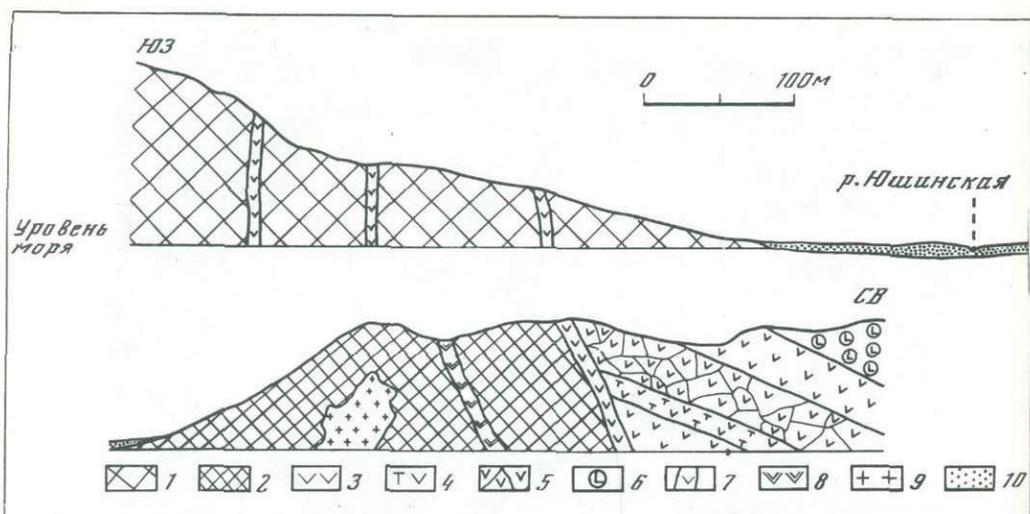


Рис. 39. Схематический береговой разрез бухты Юшинской

1 — измененные вулканиты с новообразованиями хлорита, цеолитов, карбонатов; 2 — измененные вулканиты с новообразованиями гидрослюд, кварца, пирита, местами карбонатов и цеолита; 3 — двупироксеновые андезиты; 4 — андезитовые туфы; 5 — гиалокластиты андезита; 6 — шаровые базальтовые лавы; 7 — дайки двупироксеновых андезитов; 8 — дайки роговообманковых андезитов; 9 — диоритовые порфириты; 10 — аллювиальные отложения

тов и андезито-дацитов и туффиты. В составе туфов преобладают обломки альбитизированных, эпидотизированных, карбонатизированных и хлоритизированных андезитов и андезито-дацитов (реже базальтов), трещиноватых деанортитизированных кристаллов плагиоклазов, кварца, темноцветных минералов (чаще полностью замещенных хлоритом, эпидотом, кальцитом, рутилом, сфеном, пиритом), пемзы и плотного вулканического стекла, замещенного тонковолокнистым или чешуйчатым хлоритом (рипидолитом) с примесью халцедоновидного кварца и кремнистого вещества. Некоторые обломки в туфах избирательно обогащены пиритом, главным образом в виде мелких глобулей (рис. 45). Все это цементируется тонким алевропиритовым пирокластическим материалом с обломками пемзы и нередкой примесью остатков радиолярий и диатомей, замещенных хлоритом и кремнистым веществом. В цементе содержится (до нескольких процентов по объему) пирит в виде кубических кристаллов или мелких глобулей.

Наблюдаются постепенные переходы от литовитрокристалловых туфов к кристалловым и пемзовым туфам, содержащим лишь примесь обломков вулканических пород. В более мощных слоях кристалловых туфов проявляется спекание, присутствуют фьяммеобразные обломки вулканического стекла, замещенного хлоритом (рис. 46). Цемент в таких туфах представляет собой сваренную вулканическую пыль, превращенную в плотное однородное, почти изотропное вещество, обнаруживающее иногда псевдофлюидальную структуру. Кристаллоигогнимбриты, как и в разрезах бухты Жировой на Камчатке, связаны постепенными переходами с полнокристаллическими породами состава диоритовых порфиритов через своеобразные, почти полнокристаллические андезиты с невадитовой структурой.

В толщах зеленых туфов содержатся пластовые залежи спилитов, базальтов, микродиабазов, обычно шаровых и в той или иной степени превращенных в гиалокластиты. Породы подвергнуты сильному зеленокаменному изменению. Кроме альбитизации, в них наблюдаются новообразования эпидота, хлорита, кальцита, сфена, гематита, халцедоновидного кварца, пренита и др. Встречены также секущие тела измененных микродиабазов.

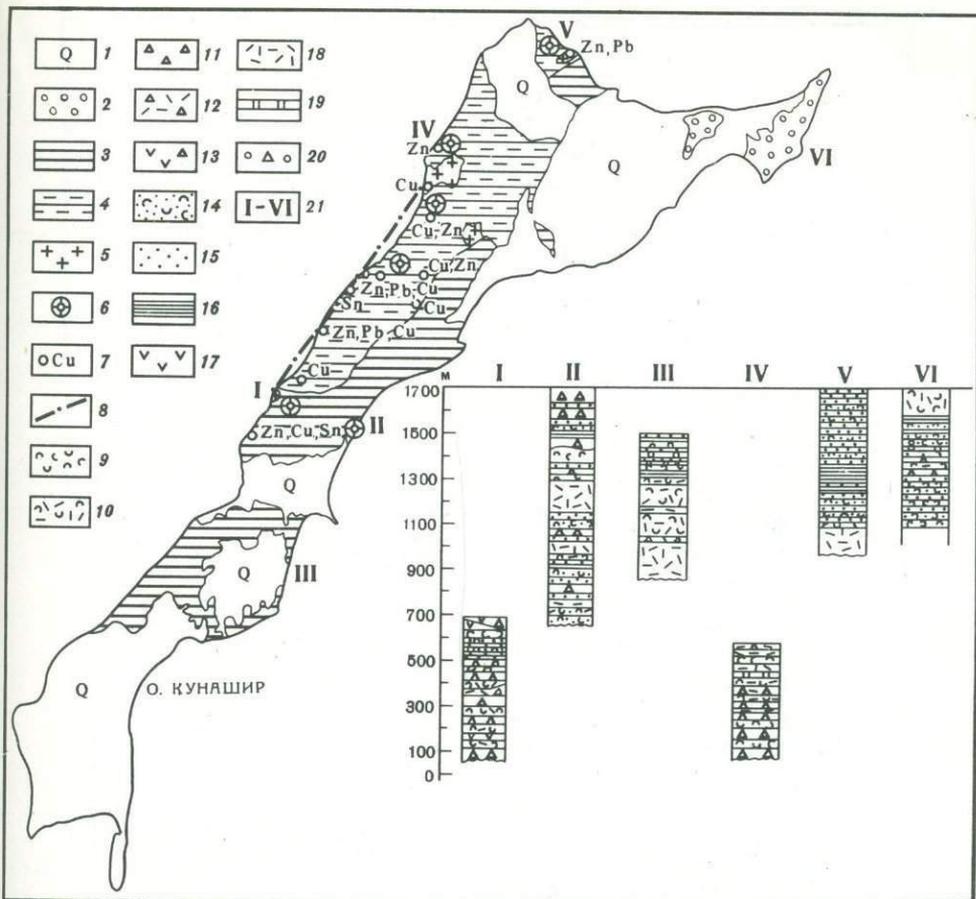


Рис. 40. Схематическая геологическая карта о-ва Кунашир

1 - четвертичные образования; 2-4 - породы формации зеленых туфов: 2 - ловцовская свита (N_1^2), 3 - свита Горячего пляжа (N_1), 4 - кунаширская свита (N_1^2); 5 - плагиограниты, гранодиориты; 6 - предполагаемые вулканические центры неогенового времени; 7 - рудопроявления; 8 - разломы; 9 - туфы основного и среднего состава; 10 - туфы кислого состава; 11 - вулканические брекчии основного и среднего состава; 12 - лавобрекчии кислого состава; 13 - лавобрекчии основного и среднего состава; 14 - туффиты; 15 - туфогенные песчаники; 16 - алевролиты; 17 - лавы основного и среднего состава; 18 - лавы кислого состава; 19 - кремнистые породы; 20 - конгломераты; 21 - разрезы и их местонахождение

Вулканические очаги, давшие вулканокластический материал зеленых туфов, - местные; в большом числе они обнаруживаются у охотского берега. Это преимущественно экструзивные купола андезито-дацитов, дающие большие массы пемзы.

Интрузии, залегающие среди зеленых туфов, сложены диоритовыми порфиридами, кварцевыми диоритовыми порфиридами, диоритами, кварцевыми диорито-диабазами, диабазами, долеритами, плагиогранит-порфирами, альбитофирами (обычно это альбитизированные андезиты и андезито-дациты), плагиогранитами. Из пород, слагающих экструзивные купола, но встречающихся также в дайках и субвулканических интрузивных телах, можно отметить: пироксеновые и пироксен-роговообманковые андезиты, кварцевые андезиты, трахиандезиты, андезито-дациты, дациты, липарито-дациты, плагиолипариты. Из них наиболее распространены двупироксеновые андезиты и пироксен-роговооб-

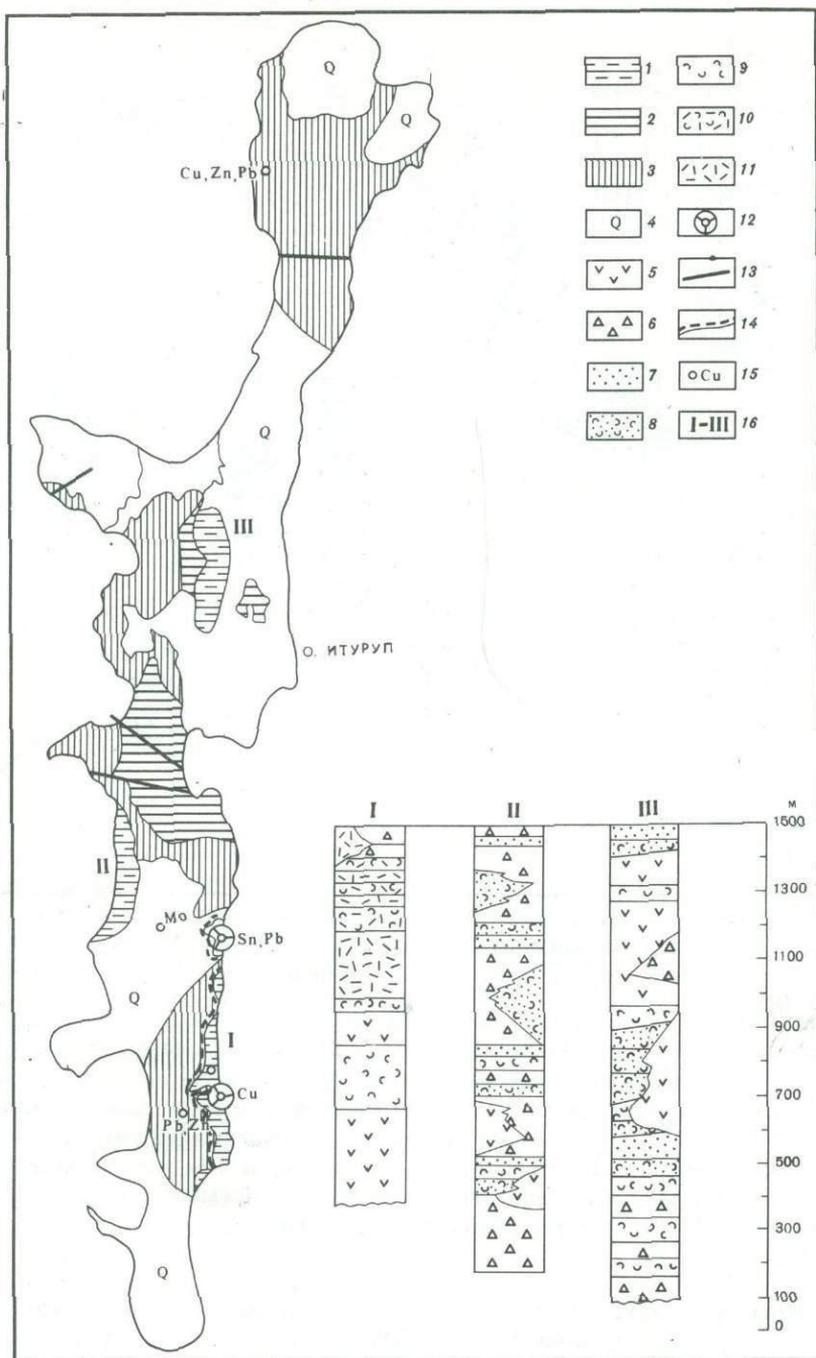


Рис. 41. Схематическая геологическая карта о-ва Итуруп

1 - нижнемиоценовые образования; 2 - среднемиоценовые отложения; 3 - верхнемиоцен-плиоценовые образования; 4 - четвертичные образования; 5 - андезиты и их лавобрекчии; 6 - вулканические брекчии и конгломераты; 7 - туфогенные песчаники; 8 - туффиты основного состава; 9 - смешанные туфы среднего и основного состава; 10 - туфы кислого состава; 11 - эффузивы кислого состава; 12 - вулканические центры; 13 - тектонические нарушения; 14 - границы участков нижнемиоценовых поднятий; 15 - рудопроявления; 16 - разрезы и их местонахождение

При составлении карты использованы материалы В.Е. Бевза (1968 и 1971 гг.)

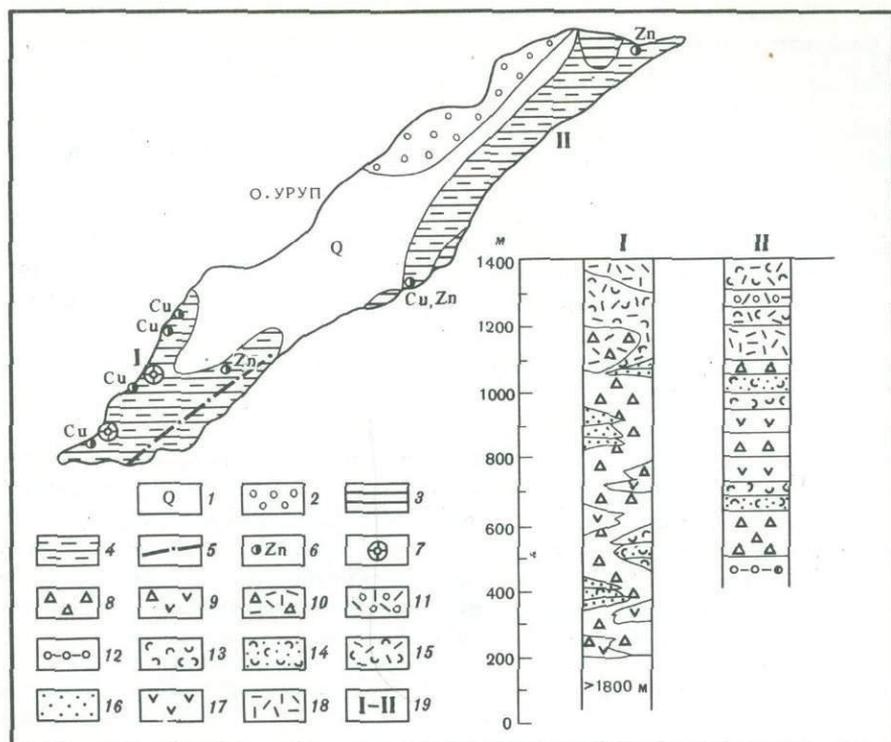


Рис. 42. Схема размещения миоценовых образований и рудопроявлений на о-ве Уруп

1 - четвертичные образования; 2 - плиоценовые отложения; 3 - верхнемиоценовые отложения; 4 - нижне-среднемиоценовые отложения; 5 - разломы; 6 - рудопроявления; 7 - миоценовые вулканические центры; 8 - вулканические брекчии; 9 - лавобрекчии основного и среднего состава; 10 - лавобрекчии кислого состава; 11 - конгломераты с галькой и обломками кислых вулканитов; 12 - конгломераты; 13 - туфы смешанного состава; 14 - туф-фиты; 15 - туфы кислого состава; 16 - туфогенные песчаники; 17 - лавы основного и среднего состава; 18 - лавы кислого состава; 19 - разрезы и их местонахождение

манковые андезиты-дациты. Интрузивные породы затронуты теми же изменениями, которые проявляются в туфах. Кроме того, нередко в эндо- и экзоконтактах интрузий и экструзий проявляются адуляризация, серицитизация, алунитизация, образование диаспора и турмалина.

У экструзий и субвулканических интрузий в эндоконтактах нередко находятся эруптивные (автомагматические) брекчии, благоприятные для замещения гидротермальными продуктами и развития оруденения. Особенно часто подобные брекчии наблюдаются на периферии своеобразных пород дацитового и лшарито-дацитового состава, характеризующихся исключительным обилием порфировых вкрапленников (преимущественно полевых шпатов и кварца) различного размера. Основная масса их микрофельзитовая, в значительной степени замещенная кварцем и серицитом. Характерно присутствие многочисленных гомеогенных включений микропегматитовых и гранофировых сростков кварца, плагиоклаза и калиевого полевого шпата. Подобные породы похожи на порфировые субинтрузивные породы Рудного Алтая, с которыми там связано главное оруденение.

Можно отметить следующие особенности рудопроявлений Большой Курильской дуги. Состав руд в общем характерен для зеленых туфов, т.е. для пропитываемого рудного ряда, к которому в приматериковых частях дуги присое-

Рис. 43. Схематическая геологическая карта островов Парамушир и Шумшу
 1 - четвертичные образования; 2 - океанская свита (N_2); 3 - охотская свита ($N_3^1 - N_2$); 4 - васьлевская и шумновская свиты (N^{1-2}); 5 - среднемиоценовые интрузивы; 6 - верхнемиоценовые интрузивы; 7 - неогеновые субвулканические андезиты и дациты; 8 - разломы; 9 - силлы среднего состава; 10 - силлы основного состава; 11 - вулканические брекчии основного и среднего состава; 12 - туфы и туффиты основного и среднего состава; 13 - туфогенные алевролиты; 14 - туфогенные песчаники; 15 - лавы основного и среднего состава; 16 - лавы кислого состава; 17 - шаровые лавы; 18 - рудопроявления; 19 - миоценовые вулканические центры; 20 - разрезы и их местонахождение.

При составлении карты использованы материалы В.К. Гаврилова и Н.А. Соловьевой (1973)

диняется оловянное (по имеющимся данным - бедное) оруденение. Большинство руд связано с неогеновыми вулканическими и вулканоплутоническими структурами, содержащими многочисленные субвулканические интрузивные и экстррузивные тела кислого и среднего состава. Наиболее крупные и богатые рудные тела располагаются на уровне кровли субвулканических тел, которые могут рассматриваться как закристаллизованные магматические резервуары, поставившие вулканический материал к поверхности по разломам.

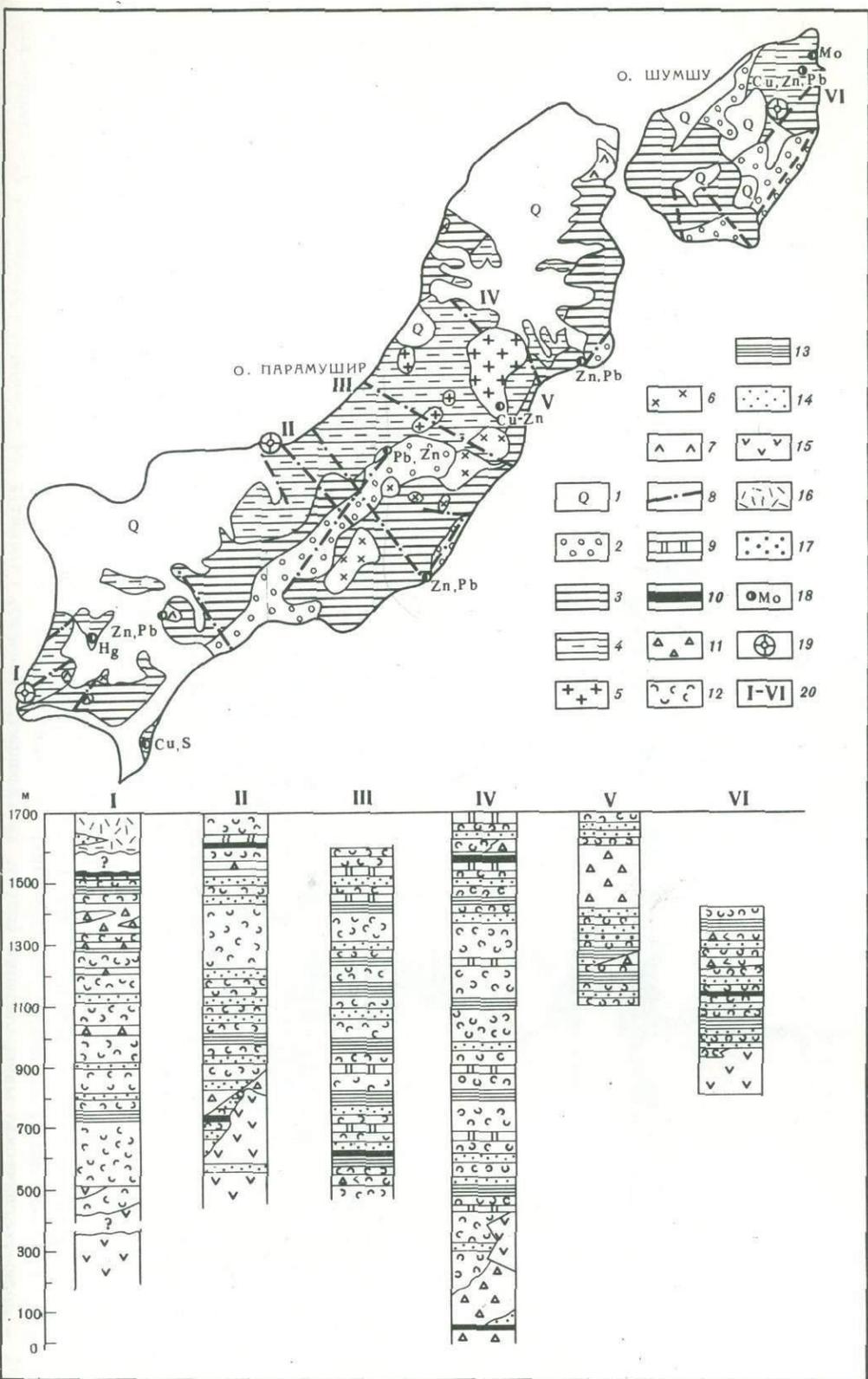
Нередко наблюдается зональность в расположении разных типов руд и измененных пород по отношению к интрузиям и экстррузиям. Наиболее глубокой и высокотемпературной минералогической ассоциацией являются эпидот-актинолит-хлоритовые пропититы, сопровождающиеся иногда породами типа скарноидов. Более низкотемпературными являются эпидот-хлоритовые (или хлорит-альбитовые) и хлорит-карбонатные (местами с монтмориллонитом) ассоциации, сменяющиеся вверх вторичными кварцитами. Своеобразным является цеолит-эпидот-пренитовый (нередко с пумпеллитом) тип пропититов, широко распространенный на севере Курильской гряды (острова Парамушир и Шумшу) и очень обычный на дальнейшем простирании внутренней (андезитовой) вулканической дуги в пределах Камчатки. Кроме сольфатарного типа вторичных кварцитов (с алунитом, каолинитом, самородной серой, сульфидами железа) весьма распространены, часто в тесной ассоциации с пропититами и рудами, более высокотемпературные разности вторичных кварцитов с диаспором, пирофиллитом, цунингом, турмалином.

Вся последовательность метасоматитов до монокварцитов и серных кварцитов включительно, обычно имеет "сжатый" вид и по вертикали укладывается в первые сотни метров. Местные "вспышки" процесса кислотного выщелачивания (например, вдоль разломов) нередко приводят к совмещению на одном уровне различных типов метасоматитов, поэтому рудные тела размещаются как в пропититах, так и во вторичных кварцитах.

По соседству с формацией зеленых туфов, сравнительно в небольшом удалении от вулканических центров, у подножия склонов вулканогенных поднятий, в пределах которых сосредоточивался вулканизм, развивалась своеобразная субформация туфового (гиалокластитового) флиша, впервые выделенная нами на примерах миоценовых образований Курило-Камчатской дуги¹.

Субформация туфового (гиалокластитового) флиша хорошо представлена в обрывах тихоокеанского берега п-ова Ловцова (северо-восточ-

¹ Несколько сходные ритмичные туфовые отложения описаны И.В. Хворовой и Т.Г. Елисейевой (1963) в ирендыкской свите на Южном Урале (под наименованием туфовых турбидитов), Ю.Б. Гладенковым и В.И. Гречиным (1969) в неогене о-ва Карагинского (Восточная Камчатка), В.И. Гречиным (1973) в миоцене (утхолокской свите) Западной Камчатки.



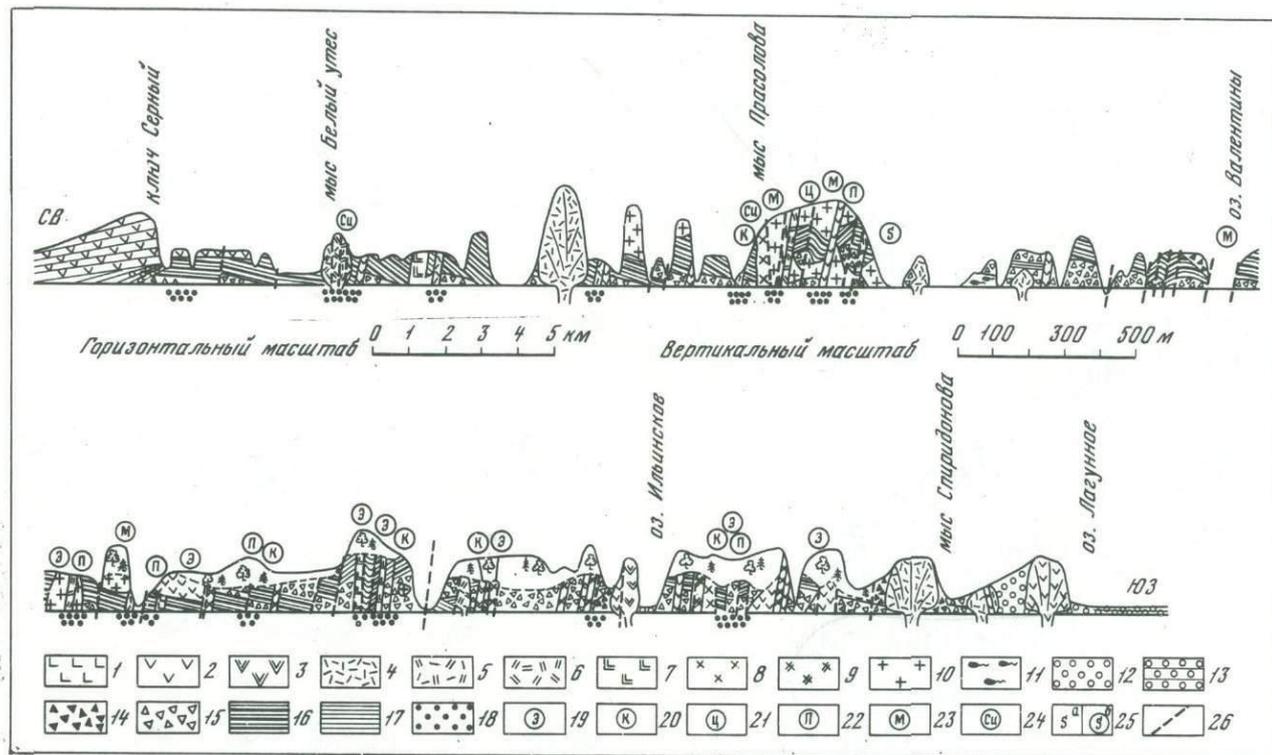


Рис. 44. Схематический разрез охотского берега о-ва Кунашир от ключа Серного до мыса Спиридонова (по О.Г. Борису)

1 - андезито-базальты; 2 - андезиты; 3 - андезито-дациты; 4 - дациты; 5 - липарито-дациты; 6 - липариты; 7 - диабазы; 8 - диориты; 9 - кварцевые диориты; 10 - граниты; 11 - игнимбриты липарито-дацитового состава; 12 - пемзы; 13 - стратифицированные отложения пемзы; 14 - вулканические брекчии (разрушения куполов, эксплозивные, пирокластических потоков); 15 - несогласованные и нестратифицированные отложения вулканитов формации зеленых туфов (липаритового, липарито-дацитового и дацитового состава); 16 - флишиодная толща зеленых туфов (андезитового и андезито-дацитового состава); 17 - тонкослоистые алевритопелитовые туфы; 18 - участки интенсивного окварцевания; 19 - эпидотизация; 20 - карбонатизация; 21 - цеолитизация; 22 - пиритизация; 23 - полиметаллическая минерализация (пирит, халькопирит, сфалерит, галенит); 24 - медное оруденение; 25 - самородная сера (а - сульфатная, б - метасоматическая); 26 - разломы

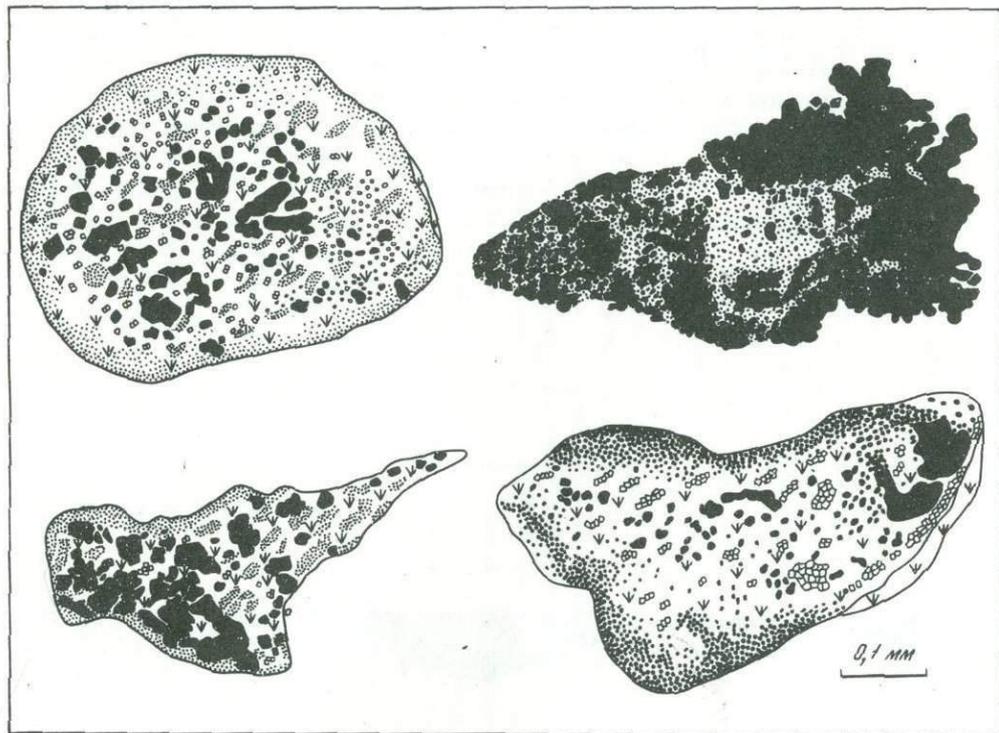


Рис. 45. Пиритизированные обломки пород в туфах андезита (зарисовки в шлифах). Остров Кунашир, окрестности мыса Прасолова, нижний миоцен

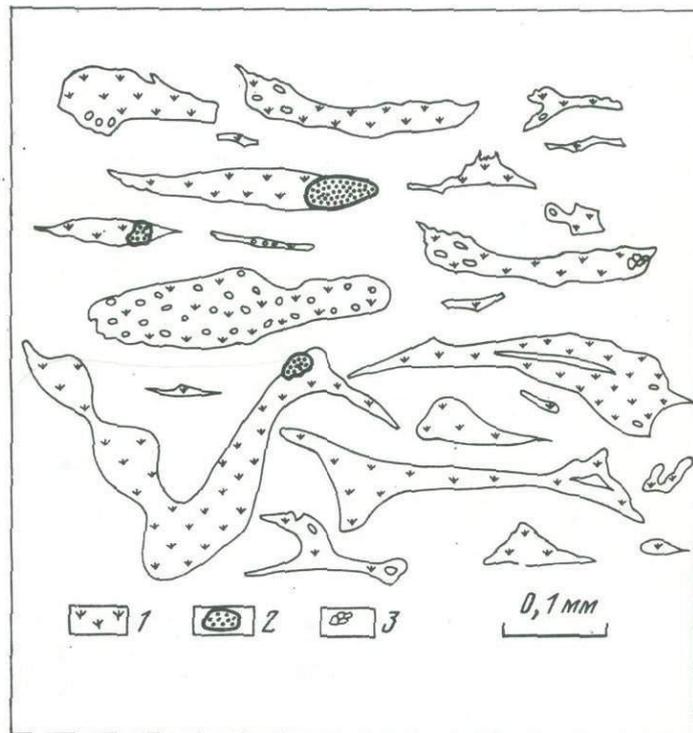


Рис. 46. Форма обломков хлоритизированного вулканического стекла в зеленых туфах. Остров Кунашир, нижний миоцен
1 - хлоритизированное стекло (местами пористое); 2 - эпидот; 3 - кристаллы цеолита

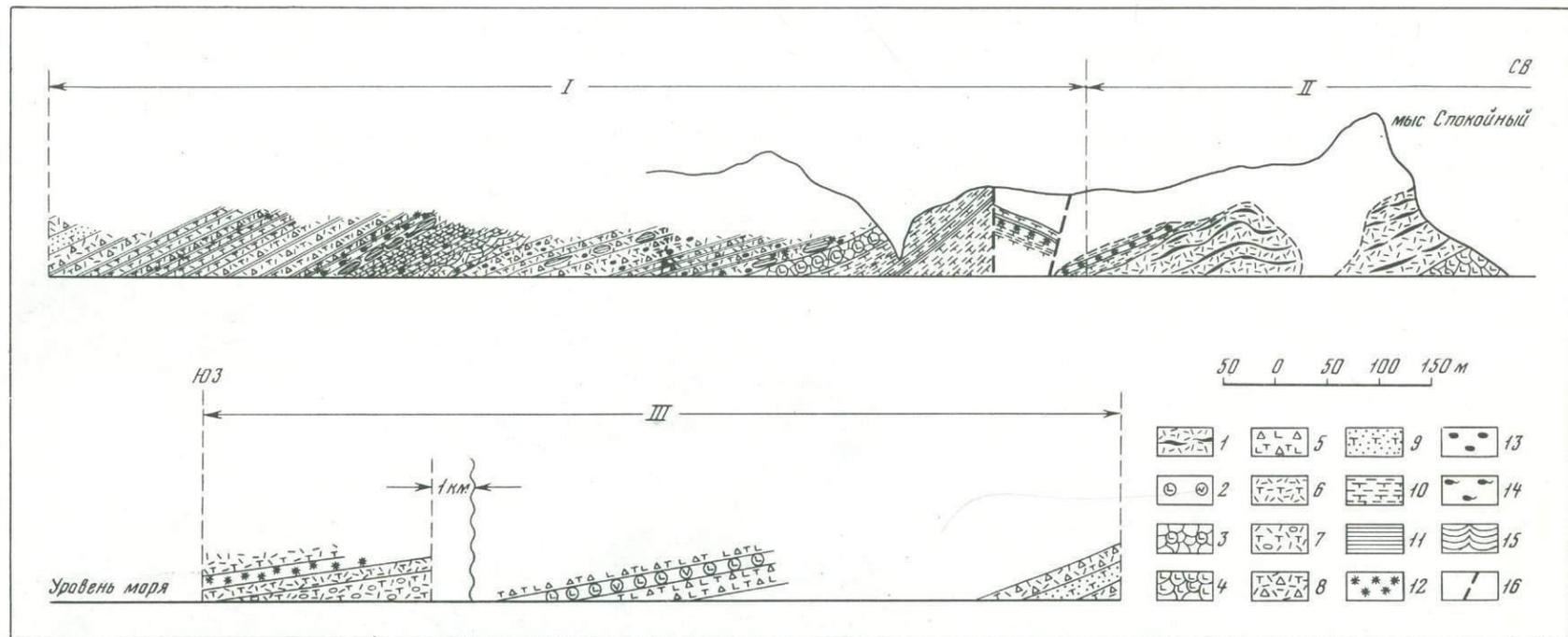


Рис. 47. Разрез тихоокеанского берега п-ова Ловцова (о-в Кунашир)

I - туфовый флиш (пемзо-кристаллокластические отложения) с горизонтами шаровых базальтовых лав; II - вулканогенное поднятие; III - пемзовые туфы и туффиты с горизонтами шаровых андезитобазальтовых лав.

1 - липарито-дациты флюидалные; 2 - шаровые андезитобазальты; 3 - шаровые базальтовые лавы, превращенные в гиалокластиты; 4 - базальтовые гиалокластиты; 5 - андезитобазальтовый туф псефитовой структуры; 6 - пемзо-кристаллолитический туф дацита; 7 - то же, с включениями гальки; 8 - пемзовый туф с псефитовой структурой; 9 - кристаллопемзовый туф с псаммитовой структурой; 10 - туфы и туффиты с алевритовой структурой; 11 - туфы и туффиты с пелитовой структурой (сульфидизированные); 12 - туфодиацитомиты; 13 - обломки пиритизированных вулканических пород; 14 - игнимбритоподобные туфы; 15 - косая (прибрежно-морская) слоистость; 16 - разломы

ная часть о-ва Кунашир) (рис. 47). Вулканогенно-осадочные породы среднего миоцена (ловцовская свита) залегают на нижнем миоцене (кунаширская свита) согласно, с небольшим размывом. Крайняя северо-восточная часть разреза у мыса Спокойного, наиболее нарушенная разломами, соответствует местонахождению вулканической зоны и сложена плагиолипаритами и потоками шаровых базальтовых гиалокластитов. Плагиолипариты изменены и местами почти нацело замещены кварцем, опалом и рудными минералами (пирит, марказит, сфалерит).

Выше лежит толща мощностью более 100 м ритмичностойких, кремнистых пемзовых туфов, туфодиазомитов и туффитов с алевроитопелитовой структурой, содержащих много пирита, причем пирит имеет различную форму (рис. 48): в кремнистых туфах — кристаллов, в туффитах — глобулей и псевдоморфов по органическим остаткам (диатомей).

На описанной толще согласно лежит горизонт гиалокластитов мощностью около 20 м, состоящий из редких сохранившихся (хотя и разбитых сетью мелких трещин) базальтовых шаров и подушек (пилюю) величиной до 0,5 м в поперечнике, размещающихся в массе мелких обломков того же состава. Все это сцементировано кальцитом и цеолитами, среди которых встречаются остатки радиолярий и диатомей. Базальт несколько изменен и содержит новообразования опала, монтмориллонита, пирита.

Гиалокластиты перекрываются мощной (около 90 м) толщей с переслаиванием тонко- и крупнообломочных витрокристаллолитических туфов с отдельными слоями и линзами туфодиазомитов и темно-серых туффитов с обилием пирита. Большая часть последнего находится в глобулях и псевдоморфозах (совместно с кварцем, халцедоном, опалом) по органическим остаткам (рис. 49). Толща в обнажениях имеет бурый цвет из-за развития окислов железа при окислении пирита. В свежем изломе туфы ярко-зеленые вследствие интенсивной хлоритизации и монтмориллонитизации стекла пемзы, а также из-за содержания селадонита. Породы секутся прожилками анальцима. Некоторые обломки вулканического стекла избирательно замещены морденитом, другие монтмориллонитом или монтмориллонитом с хлоритом. Среди крупных включений в туфах много округлых обломков, похожих на вулканические бомбы. В составе обломков преобладают сильнопиритизированные базальты, дупироксеновые и пироксен-роговообманковые андезиты и андезитобазальты.

Выше лежит своеобразный туфовый флиш мощностью около 150 м, выделяющийся в обрывах яркой пятнистой белесовато-зеленой окраской. Мощность ритмов туфового флиша колеблется, чаще в пределах 5–20 см. Градационная текстура выражена распределением обломков как по объемному весу, так и по величине. В общем случае элементами ритмов являются (снизу вверх): 1) кристалловый или литокристалловый туф, в нижней части обогащенный зернами титаномагнетита; 2) пемзовый туф с небольшим содержанием кристаллов, состоящий преимущественно из обломков относительно тяжелого крупнопузыристого вулканического стекла; 3) пемзовый туф, сложенный более легким вулканическим стеклом с типичной пемзовой структурой; 4) буровато-зеленое монтмориллонитизированное стекло, вероятно, представляющее собой продукт подводного выветривания (в перерывах между периодами отложения вулканокластического материала) обломков пористого вулканического стекла.

Небольшие перерывы отмечаются лишь тонкой (доли миллиметра) монтмориллонитовой пленкой или прерывистыми изогнутыми линзочками монтмориллонитизированной пемзы, относительно длительные — более мощными, до 1–2 см, слоями. Если отложения вулканического стекла были быстро погребены под тонкокластическими осадками, то накопление последних сопровождалось развитием диатомовой флоры и захоронением остатков. В таких случаях ритмичные отложения вулканического материала чередовались со слоями туфодиазомитов той или иной мощности. Химический состав туфа (полный ритм) соответствует дацугу.

Туфы изменены, плотно сцементированы и с первого взгляда кажутся спекшимися. С игнимбритами их сближает наличие изогнутых линзочек буро-зеле-

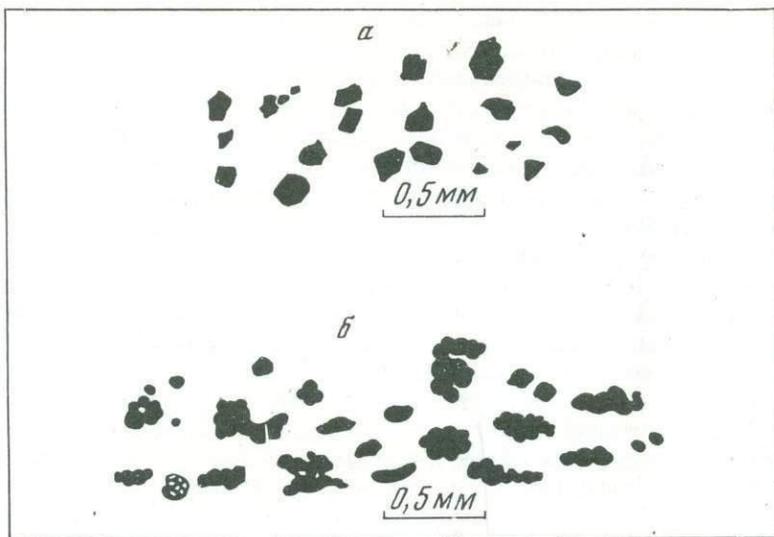


Рис. 48. Форма зерен пирита в измененном алевропелитовом туфе андези-то-дацита (а) и в алевропелитовом туффите (б)

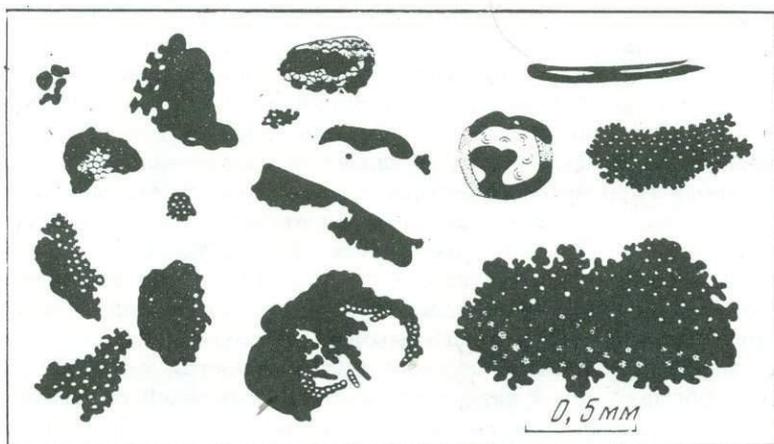


Рис. 49. Псевдоморфозы пирита, кварца, халцедона и опала по органическим остаткам в туфодиатомите

ного монтмориллонитизированного стекла (обрывки пемзы), похожих на фьямме. Однако при более тщательном изучении пород общее спекание их не подтверждается, хотя часто наблюдаемые в туфах пластичные изгибы обломков стекла показывают, что последние в момент отложения находились в горячем, размягченном состоянии. Значительная плотность туфов объясняется перекристаллизацией их мелкообломочного цемента с образованием опала, кристобалита, кварца, палагонита, морденита, анальцима. Избыточный кремнезем выделялся при монтмориллонитизации вулканического стекла.

Особенностью ловцовских туфов, как и любых других подводных вулкани-тов, является сильная растресканность обломков кристаллов (рис. 50-52), причем обломки кварца при быстром охлаждении в воде растрескиваются силь-нее, чем обломки плагиоклазов или темноцветных минералов (рис. 53).

Самая верхняя часть разреза п-ова Ловцова, мощностью более 200 м, сложена преимущественно грубообломочными пемзовыми туфами с отдель-ными слоями и линзами туффитов (туфодиатомитов) и горизонтами базальтовых шаровых лав. Цемент туфов в значительной мере замещен цеолитами (морде-нитом).



Рис. 50. Растрескивание кристалла плагиоклаза в зеленом туфе. Трещины залечены морденитом

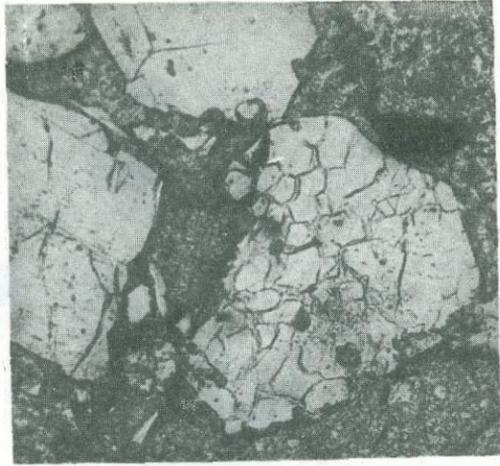


Рис. 51. Растресканный кристалл кварца в зеленом туфе дацита (шлиф, николи ||, $\times 40$)

Общая мощность ловцовского разреза составляет примерно 700 м. Изменения пород в разрезе снизу вверх указывают на постепенное обмеление морского бассейна, где отлагались вулканокластические осадки. В верхних толщах появляются косослоистые серии осадков. Тонкообломочные туффиты с пиритом в верхних частях разреза встречаются лишь в виде коротких линз. Восстановительные условия в пределах вулканической зоны, проявляющиеся в темной окраске осадков, их пиритизации, по мере обмеления бассейна при удалении от очагов извержений сменялись окислительной обстановкой.

Породы ловцовского разреза имеют ярко-голубовато-зеленую и травяно-зеленую пятнистую окраску, обусловленную присутствием селадонита и морденита. Можно напомнить, что в миоценовых зеленых туфах Японии ярко-зеленый минерал был также определен как селадонит.

Время изменения пемзовых обломков определяется в разрезе п-ова Ловцова как очень раннее: окатанные обломки измененной пемзы в изобилии встречаются в различных толщах, т.е. изменения произошли до захоронения вулканогенных осадков. Интересно, что ранняя альбитизация (деанортитизация) плагиоклазов в среднемиоценовых вулканогенных породах почти не проявляется. Ранний натриевый метасоматоз, очевидно, присущ лишь подводным вулканическим продуктам менее кислого состава (андезиты, андезито-базальты, базальты), изверженным в начальные стадии циклов. В последующие стадии он уступает место калиевому метасоматозу (адуляризации).

К той же близочаговой фации, что и породы п-ова Ловцова, относятся среднемиоценовые вулканогенно-осадочные толщи восточного берега о-ва Кунашир, к северу от пос. Южно-Курильска, а также отложения, пересеченные скважинами на геотермальном месторождении Горячий Пляж. Здесь породы сохраняют все отмеченные выше особенности: преимущественно дацитовый и андезито-дацитовый, реже липарито-дацитовый и плагиолипаритовый состав; обильное содержание в туфах пемзы, яркую зеленую окраску разложившихся пемзовых обломков; содержание слоев и линз темно-серых алевро-пелитовых туффитов и туфодиазомитов с глобулами пирита, как рассеянными в породе, так и группирующимися в палочко- и прожилковидные скопления; монтмориллонит-

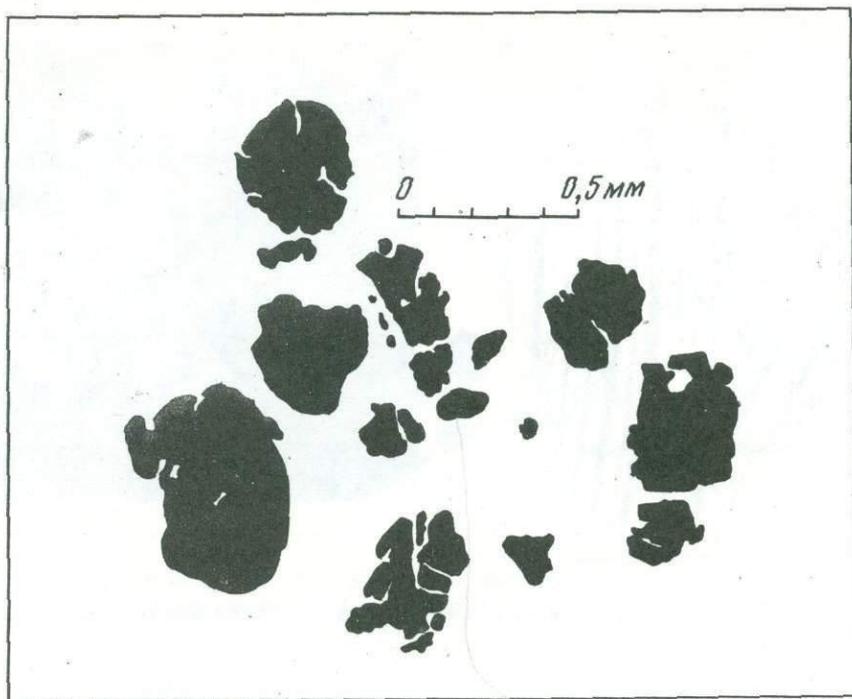


Рис. 52. Растресканные зерна титаномагнетита в зеленом туфе

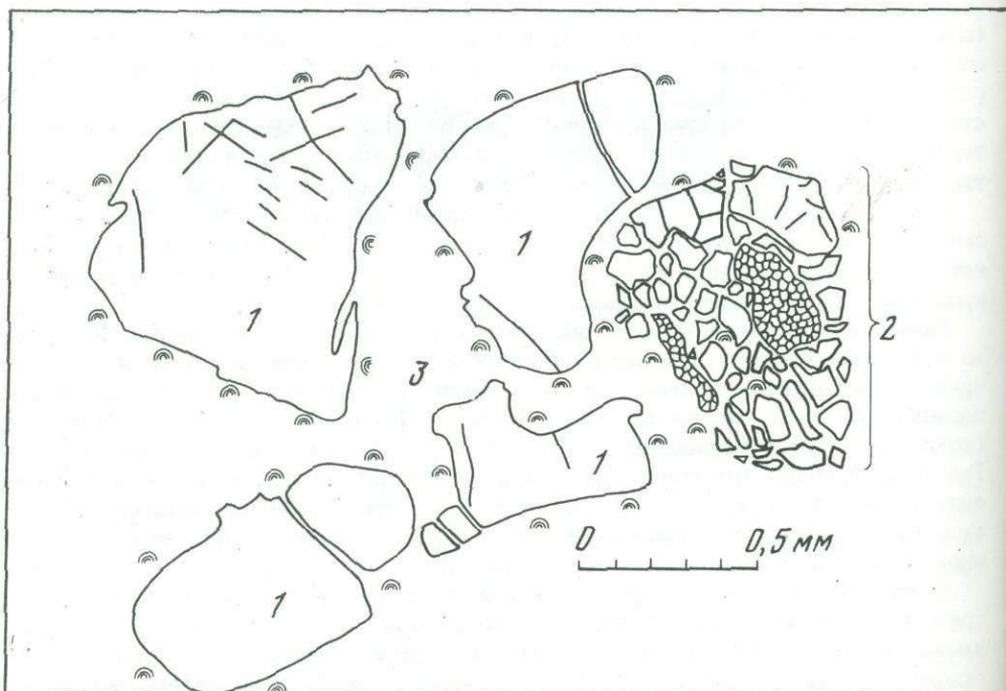


Рис. 53. Более сильное растрескивание кварца (2) по сравнению с плагио-
клазами (1) в зеленых (дацитовых) туфах (3)

тизацию пограничных частей слоев; наличие в разрезе пластовых залежей и даек контрастных по составу пород — базальтов и андезито-базальтов, превращенных обычно в гиалокластиты, и т.д. Лишь в подошве наиболее мощных пемзовых потоков вблизи центров извержений проявляется незначительное спекание вулканокластического материала в небольших по мощности (доли метра, до 2-3 м) интервалах. Центрами извержения пемзовых потоков были экструживные купола дацитов, располагающиеся рядами на разломах. Дациты куполов, как и "погребаящие" их пемзовые туфы о-ва Кунашир, подверглись газо-гидротермальным изменениям: окварцеванию, хлоритизации, эпидотизации, пренитизации, цеолитизации, пиритизации; в прожилках встречаются карбонаты и адуляр.

Состав экструживных куполов, с которыми были связаны в среднемиоценовое время подводные извержения пемзовых потоков, а соответственно и составы пемз, варьируют. На охотском берегу о-ва Кунашир, к северу от устья ключа Лобанова, пемзовые потоки распространяются от сложного интрузивно-экструживного тела, краевые части которого сложены двупироксеновыми и роговообманковыми (с небольшим содержанием биотита) дацитами и плагиолипаритами, центральные — плагиогранитами и кварцевыми диоритовыми порфиритами. Все породы сильно изменены: окварцованы, хлоритизированы, эпидотизированы (местами появляется и актинолит), карбонатизированы, содержат прожилки адуляра; местами развиты гидроспуды, серицит.

Немного севернее, на мысе Круглом, обнажается крупное экструживное тело, сложенное пироксеновыми андезито-дацитами и дацито-липаритами со столбчатой отдельностью и окаймленное широким пемзо-туфовым шлейфом. Экструживные породы сильно изменены и содержат новообразования хлорита, эпидота, пренита, альбита, цеолитов, кварца, лейкоксена, галуазита, гидроспуд, селадонита, пирита.

Через 3 км, у мыса Столбчатого, береговыми обрывами отпрепарирована экструживная пироксен-биотит-роговообманковых андезито-дацитов, привлекающая внимание красивой столбчатой отдельностью. Эта экструживная также окаймлена отложениями агломерато-пемзовых потоков мощностью 10-15 м каждый. Часть вулканического стекла в пемзовых туфах замещена голубоватобурным веществом, в котором присутствует рипидолит. Из других новообразований в туфах прежде всего бросается в глаза селадонит, придающий породам яркую зеленую окраску. Вдоль трещин наблюдается пиритизация. Среди обломков кристаллов преобладают деанортитизированные плагиоклазы и кварц. Туфы, местами спекшиеся, вблизи экструживы похожи на лаву.

Следовательно, не может вызывать сомнений образование отложений туфового флиша в связи с поднятиями экструживных куполов на дно морских бассейнов и сопутствующими извержениями пемзовых потоков. Что касается механизма осаднения вулканического материала на дне моря, то предполагаемое (Fisk, 1963) выпадение пемзового материала сходного состава из мутьевых потоков обычного типа (штат Вашингтон, США) кажется маловероятным. Легкий пемзовый материал не мог накопиться на склонах в количествах, достаточных для возникновения мутьевого потока. Он, очевидно, всплывал сразу же при извержении и долгое время находился во взвешенном состоянии в воде, образуя вулкано-мутьевое облако. Ритмичность обусловлена, видимо, последовательным осаднением из этого мутьевого облака в морской воде все более и более легких (и все более мелких) частиц.

Следует подчеркнуть, что в составе туфовых ритмитов нет тонкой "вмещающей массы" с илистой или глинистой размерностью частиц, характерной для турбидитов (Kuenen, Migliorini, 1950; Хворова, Елисеева, 1963). В них не обособляется также верхний слой тонкого осадка, который, по И.В. Хворовой, отлагается (после формирования турбидитовых отложений) из взвешенных в морской воде тонких вулканогенных и терригенных частиц.

Таким образом, ритмичность туфового флиша, по-видимому отражает периодичность донных извержений пемзового материала. В пользу этого говорят проявления периодичности извержений на тех современных действующих вулканах, для которых имеются достаточно точные и полные наблюдения. Вы-

Таблица 15

Химические составы (в %) игнимбритов малых объемов (андезитовой

Компоненты	Камчатка				
	верховье р. Средняя Авача	бассейн р. Паратунки	бассейн р. Козырев- ки (Средин- ный хребет)	бассейн р. Оемте- влан	Гольгин- ские го- ры
	Ранний миоцен	Средний миоцен		Поздний миоцен - плиоцен	Плиоцен
Игнимбри- т андезита	Игнимбри- ты дацита			Игнимбри- т липарито- дацита	
SiO ₂	56,54 ¹	69,76 ¹	69,70 ¹	63,58 ¹	70,74 ¹
TiO ₂	0,60	0,34	0,01	0,77	0,37
Al ₂ O ₃	20,08	14,68	15,63	16,72	13,39
Fe ₂ O ₃	2,62	0,60	0,32	1,12	1,84
FeO	3,82	2,36	1,46	3,04	1,65
MnO	0,07	-	0,01	-	0,03
MgO	2,43	1,14	-	1,02	1,24
CaO	6,80	1,80	4,08	4,18	3,94
Na ₂ O	3,01	2,95	3,07	3,88	3,01
K ₂ O	1,90	3,46	2,40	3,44	1,85
P ₂ O ₅	0,27	-	0,06	0,12	0,98

¹ Шеймович, 1968.² Апрелков, 1961.

ражена она, в частности, и при извержениях, сопровождающихся экструзиями относительно кислых магм и агломератовыми потоками (например, вулкана Безьямного). Обращает на себя внимание повторяемость извержений вулканов примерно через равные промежутки времени, что объясняет относительно небольшие колебания мощностей ритмов туфового флиша.

По мере удаления от центров извержения вулканокластический материал формации туфового флиша "разбавляется" терригенным материалом, меняется и характер ритмичности пород. Это отмечает переход к туфогенной флишоидной субформации.

Туфогенная флишоидная формация включает сравнительно мелко-водные, грубо ритмичные отложения, состоящие преимущественно из туфогенных аргиллитов и алевролитов с тем или иным количеством туфогенных песчаников и туфодиазомитов. Сравнительно редко встречаются слои гравелитов и мелкогалечниковых конгломератов. Белесоватый облик пород, их частая неравномерная обожренность, обилие остатков организмов указывают на окислительные условия среды осадкоотложения.

Вулканогенный материал представлен главным образом мелкораздробленным вулканическим стеклом с пемзовой структурой, которое часто изменено в глинистую (монтмориллонитового состава) массу. Ритмичность выражена чередованием тонкого туфогенного и более крупного терригенного материала.

Камчатка			Чукотка				Приморье
вулкан Горелый	р. Верхний Стан (приток р. Жупановой)	р. Озерная (скв. Р-1, интервал 301,5-399,5м)	Средне-Анадырский район				Восточно-Сихотэ-Алинский пояс
Четвертичный период		Поздний миоцен - плиоцен	Поздний мел		Ранний мел	Палеоцен	
Игнимбригы дацита			Игнимбригы липарита	Витрофир шелочного липарита	Игнимбриг липарито-дацита	Игнимбригы липарита	
63,36 ¹	66,20 ¹	65,25 ²	68,43 ³	73,54 ³	68,45 ³	68,45 ³	70,06 ⁴
0,47	0,85	0,56	0,26	0,19	0,19	0,42	0,50
18,11	13,97	14,91	13,97	14,13	13,47	15,84	14,10
1,90	1,46	1,81	1,52	1,46	1,15	1,54	2,10
2,51	3,64	2,92	0,93	0,62	0,95	2,01	1,30
0,05	-	0,07	0,07	0,11	0,08	0,11	0,09
1,00	1,32	1,42	0,63	0,23	0,20	1,18	0,77
3,70	4,06	4,15	1,67	0,32	0,88	2,50	2,13
5,26	4,85	3,39	4,00	4,15	5,82	3,87	3,94
3,10	2,17	1,93	2,63	3,56	1,73	2,50	3,07
0,18	-	-	0,09	0,12	0,02	0,05	Нет свед.

³ Белый, 1969.

⁴ Сахно, 1973 (среднее из 24 анализов).

Она, так же как и в субформации туфового флиша, отражает периодичность происходивших в отдалении извержений, но осложнена значительным привносом невулканического материала и массовым развитием диатомовых организмов. Поэтому мощность ритмов сильно колеблется - от нескольких сантиметров до метра и более. Хорошим примером этой субформации являются отложения среднемиоценовой куйбышевской свиты на о-ве Итуруп (Большая Курильская дуга) и тюшевской серии того же возраста на Восточной Камчатке. Судя по этим примерам, осадки субформации могут образоваться на расстоянии нескольких десятков километров от вулканогенных поднятий.

В случае незначительного привноса обломочного терригенного материала (и, по-видимому, в большем удалении от центров вулканизма) вместо туфогенных флишоидных толщ образуется туфо-диатомитовая субформация, также имеющая ритмичное строение, сложенная преимущественно мелким вулканическим материалом (нижние части ритмов) и остатками панцирей диатомовых (верхние части ритмов).

Все описанные члены латерального ряда формаций и субформаций от зеленых туфов до туфогенной флишоидной и туфо-диатомитовой субформаций - объединяет общая особенность: значительное участие вулканического материала в сложении толщ и специфический характер ритмичности, обусловленный периодичностью извержений.

Стадия вулканических хребтов. Андезит-игнимбритовая и базальтовая серии формаций

Андезит-дацит-игнимбритовая формация (малых объемов). Естественным результатом последовательного приближения коровых магматических очагов к поверхности (вместе с происходившим раскислением магматических продуктов) явились игнимбритовые извержения в пределах внутренних дуг. Особенно развились они в конце неогена (поздний миоцен – плиоцен). Источником игнимбритов были, по-видимому, кислые дифференциаты андезитовой магмы (с участием сиалического корового материала). Состав игнимбритов преимущественно андезито-дацитовый и дацитовый, реже липарито-дацитовый (табл. 15). Мощность отдельных игнимбритовых потоков редко превышает несколько десятков метров (до 100 м). Протяженность потоков сравнительно небольшая (до десятков километров). Часто наблюдается первичное наклонное залегание потоков на склонах вулканических поднятий.

Другими членами формации являются туфолавы (вспененные лавы), пемзовые туфы, андезитовые и дацитовые туфобрекчии, экструзивные купола, по составу соответствующие кислым (гиперстеневым и двупироксеновым) андезитам, дацитам, плагиолипаритам, субвулканические интрузии диоритовых порфиритов. Общая мощность формации местами превышает 2000 м.

Образование пород формации связано преимущественно с извержениями типа, близкого к пелейскому. Извержения игнимбритов и больших масс агломератового и пемзового материала сопровождалось подъемом экструзивных куполов. Местами после извержений длительное время происходили газо-гидротермальные процессы.

Подробные описания неогеновых игнимбритов Камчатки сделаны В.С. Шеймовичем (1968). Хорошие разрезы их толщ имеются в северной части Среднего хребта Камчатки, в верховьях рек Половинки, Крюки, Быстрой, Козыревки, Сухарики и др. Извержения же субаэральных (иногда "втекающих" затем в море) пемзовых потоков мало освещены в литературе. Для некоторых месторождений пемзы Камчатки и Курильских островов вопрос о ее источнике остается еще открытым. Поэтому сведения о некоторых наблюдавшихся нами очагах пемзоизвержения и об особенностях пемзовых потоков могут представить интерес.

Мощные переработанные морем отложения пемзы находятся у кальдеры вулкана Головнина. Поздние стадии деятельности этого вулкана сопровождалось пемзоизвержениями и выжиманием дацитовых экструзивных куполов по кальдерным трещинам. В морских обрывах у вулкана Головнина обнажается пемзоносная толща с чередованием пемзовых потоков, слоев пумицита, орешковой пемзы, туффитов. В поперечном сечении пемзовые потоки представляют собой линзы, ограниченные сверху почти плоской, а снизу

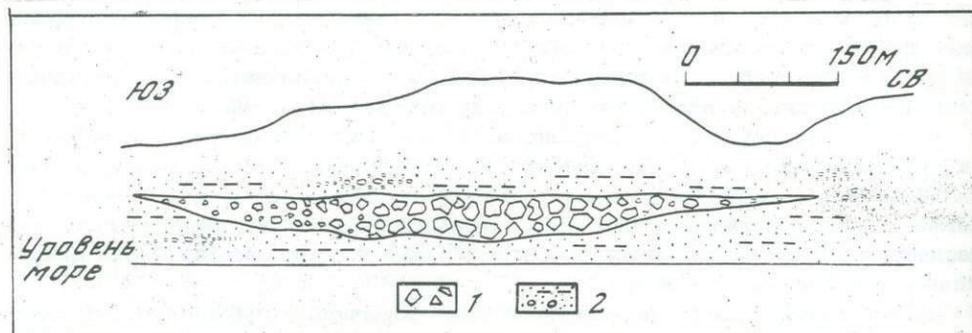


Рис. 54. Пемзовый поток в обрыве тихоокеанского побережья Камчатки
1 – глыбы пемзы; 2 – перемытый пемзовый материал (орешки, пумицит) со слоями и линзами галечника и песка

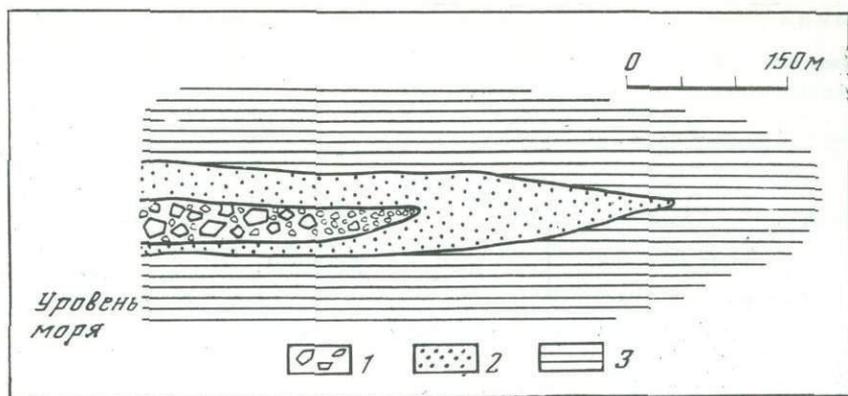


Рис. 55. Пемзовый поток у мыса Пузанова. "Чехол" пумицита вокруг глыбовой пемзы

1 - глыбы пемзы; 2 - пумицит; 3 - туффиты

выпуклой вниз поверхностями. Ширина потоков - от нескольких сотен метров до 1,5 км (рис. 54). Они сложены плотно прилегающими друг к другу обломками пемзы величиной от нескольких сантиметров в поперечнике до глыб объемом 0,1-0,2 м³. Кроме пемзы, в потоках в небольших количествах присутствуют обломки других вулканических пород (до 20%), а также кристаллы плагиоклазов, пироксенов, роговой обманки (до 10%). В промежутках между пемзовыми обломками обычно находится пумицит, а у краев потоков - замытый морем гравийно-галечный материал (иногда содержащий обломки раковин). Количество последнего увеличивается у границ потока, где пемза как бы "плавает" в гравийно-галечниковом материале. В потоки иногда вдаются "карманы" (впадины), выполненные кремове-серыми алевритовыми туффитами. Вмещающими пемзовые потоки породами обычно являются тонкослоистые алевритовые и псаммитовые туффиты. В некоторых случаях пемзовые потоки у бокового выклинивания размещаются, как в чехле, среди пумицитов, которые далее в стороны сменяются туффитами (рис. 55). У границ потоков нередко проявляется сортировка обломков пемзы по величине.

Часть маломощных потоков, входивших в прибрежную часть моря, была полностью разрушена. От них остались лишь горизонты стратифицированной крупноглыбовой пемзы, чередующиеся с тонкослоистыми туффитами.

В другом районе пемзоизвержения, у Серноводского перешейка о-ва Кунашир, вспенивание лав плагиолипаритового состава произошло при их излиянии из трещин. Пемза более северного перешейка о-ва Кунашир, в окрестностях оз. Лагунного, связана с формированием здесь дацитовых экструзивных куполов и последующей обработкой пемзовых отложений морем. Формирование дацитовой экструзии Горячей на Горячем Пляже (о-в Кунашир) сопровождалось пемзовыми отложениями в ее окрестностях (большой частью стратифицированными). Продолжительное время был неясным источник пемзы Ветрового перешейка о-ва Итуруп. Как мы убедились, она связана с располагающейся на перешейке группой липарито-дацитовых экструзивных куполов, почти не выделяющихся в рельефе вследствие абразии их морем и перекрытия отложениями (преимущественно пемзовыми) морской террасы. Таким образом, прорывы (к поверхности) газонасыщенной кислой магмы, обуславливающие образование пемз, заканчивались формированием экструзивных куполов уже дегазированной вязкой магмы.

Базальтовая (андезито-базальтовая) формация. Базальты и андезитобазальты, нередко высокоглиноземистые и приближающиеся по составу к субщелочным (табл. 16), в Курило-Камчатской дуге контрастируют с андезит-дацит-игнимбритовой формацией, слагая обособленные покровы с преобладанием лав и сравнительно небольшим содержанием туфов и туфобрекчий. Их излияния

Таблица 16

Химические составы (в %) базальтов неогеновой андезито-базальтовой формации

Компоненты	Камчатка			Курильские острова
	мыс Асача	бухта Жировая		о-в Кунашир, п-ов Ловцова
SiO ₂	49,38 ¹	46,54 ¹	49,36 ¹	42,31 ²
TiO ₂	0,68	0,95	0,86	1,01
Al ₂ O ₃	18,43	18,14	18,41	16,13
Fe ₂ O ₃	1,77	9,90	1,28	5,80
FeO	7,83	0,94	6,77	4,07
MnO	0,19	0,17	0,19	0,19
MgO	7,63	5,99	5,81	6,27
CaO	4,80	8,12	6,81	12,05
Na ₂ O	2,00	3,24	4,01	2,03
K ₂ O	0,31	1,07	1,11	0,20
P ₂ O ₅	0,10	0,13	0,19	0,03
CO ₂	0,67	0,16	0,75	5,24
H ₂ O ⁺	6,10	4,21	4,03	1,64
SO ₃	0,00	0,00	0,03	3,03
Сумма	99,89	99,56	99,61	100,00

¹ По данным Г.М. Власова, 1971 г.

² То же, 1969 г.

(вероятно, из глубинных очагов) приурочиваются главным образом к двум периодам, когда наиболее резко проявилось растяжение земной коры, — к позднему миоцену и концу плиоцена. Эти излияния осложняли общий ход развития коровых очагов андезитовых и более кислых магм. Они могли сами несколько активизировать коровый магматизм, поскольку приносили в верхние части коры большие количества тепла. При тесных взаимоотношениях коровых и глубинных базальтовых очагов естественно происходила контаминация базальтовых лав сиалическим материалом, поэтому состав базальтов нередко отклоняется к андезито-базальтам. Этим же обстоятельством, вероятно, обусловлено и повышенное содержание в базальтах глинозема.

Прогибы у вулканических поднятий. Щелочно-базальтоидно-молассовый комплекс формаций

Молассовая серия формаций

Вулканогенная моласса. Этот термин предложен В.К. Ротманом (1963) для вулканогенно-обломочных пород Центральной Камчатки и прилегающих к ней прогибов, образовавшихся в позднеорогенный период развития Западно-Центрально-Камчатской геосинклинали, когда быстро росли вулканогенные геодантиклинали. Термин удачно подчеркивает обилие в позднеогеновых толщах Центральной Камчатки грубообломочного вулканического материала. Однако происхождение этого материала В.К. Ротман, как нам кажется, понимает неправильно. Это отнюдь не преимущественно лахаровые отложения, как считает

В.К. Ротман, а продукты специфических извержений сравнительно кислого магматического материала.

Отложенный лахаровых потоков в вулканогенных молассах мало (по крайней мере, в северном полушарии). В них преобладает крупнообломочный материал агломератовых и пемзовых потоков. Эксплозии вызывали образование больших масс автомагматических брекчий. Даже значительно дегазированные кислые лавы, достигавшие поверхности в форме потоков, из-за значительной вязкости извергались в виде вулканогенно-обломочного материала (глыбовые лавовые потоки, лавобрекчий, гиадокластиты и др.). Кроме того, хотя море несколько отступило при развитии вулканогенных геосинклинальных поднятий, все же оно обмывало подножия вулканических хребтов и перерабатывало большие массы вулканического материала, как непосредственно выброшенного субаэральными вулканами за пределы береговой линии, так и образующегося при абразии берегов. Вполне естественно, что подножия былых вулканических хребтов оказались окаймленными мощными отложениями вулканокластического материала.

Т.С. Краевая (1974) совершенно справедливо отмечает большое распространение в рассматриваемой формации пролювиальных отложений "сухих рек". Все подобные образования В.К. Ротман принимал за лахары. Так, грубообломочные породы, приводимые им как пример лахаровых отложений, на перевале в верховьях рек Кирганик и Облуковина, в районе неогенового вулкана Левинсон-Лессинга сравнительно хорошо сортированы по размеру, несколько окатаны, слагают правильные слои, т.е. по своей характеристике не подходят под понятие лахар.

Дифференцированные блоковые движения в период развития вулканогенных геосинклиналей создавали впадины, которые заполнялись снесенным с соседних возвышенностей вулканогенно-обломочным материалом. Последний местами содержит линзы бурого угля. Эти образования, входящие в латеральный ряд вулканогенной молассы, целесообразно выделить как субформацию туфогенной континентальной молассы.

В качестве характерного примера туфогенной континентальной молассы назовем позднеплиоценовые лигнитсодержащие туфогенные отложения эрмановской свиты в Центральной и Восточной Камчатке. Эти отложения представлены преимущественно туфогенными галечниками и песками с подчиненной ролью глин, алевролитов, туфов, диатомитов. Мощность субформации нередко составляет многие сотни метров, в исключительных случаях она достигает 1000-1500 м.

Туфогенная морская моласса. Большая часть позднеогеновых отложений, выполняющих Западно-Камчатский краевой прогиб (кавранская серия), относится к молассе, особенностью которой является значительное содержание вулканического материала в виде пеплов (туффиты), шлаковатых обломков основных лав, пемзовой гальки и пр.

Этот вулканический материал частью снесен с вулканического поднятия Центральной Камчатки, частично же был извержен из аппаратов, располагавшихся в пределах прогиба. В составе молассы преобладают песчаники, гравелиты, конгломераты, реже встречаются алевролиты и глинистые породы, туфы и эффузивы. Отложения преимущественно прибрежные и мелководные. Мощность их состава до 4000-5000 м.

У древней береговой линии морские отложения сменяются прибрежно-континентальными, представляющими туфогенно-угленосную (параличскую) молассовую субформацию.

Другой характерной субформацией является туфо-диатомитовая (морская и лимническая), развивающаяся на участках с преимущественным отложением (относительно медленным) тонкого вулканического материала (пепла) и со сравнительно небольшим привнесом обломков терригенного материала. В качестве характерного примера туфо-диатомитовой субформации можно привести верхнемиоценовую какертскую свиту Западной Камчатки.

Щелочно-базальтоидная серия формаций

Щелочно-базальтоидная формация. На относительно стабильных площадях тыловых прогибов молодой геосинклинальной системы развит сложный комплекс оливин-базальтовых пород: трахидолеритов, абсарокитов, селлагитов, щелочных сиенитов и сиенит-порфиров, кринанитов, лимбургитов, шшонитов и др. Комплекс этот развит на Западной Камчатке (Гузиев, 1967); в меньшей мере он проявляется на Северо-Западном Сахалине. Область распространения сходных пород в Японии, на п-ове Корея и в прибрежных районах Южного Приморья выделяется японскими авторами в "Круг-Японскоморскую" щелочную провинцию.

Таблица 17

Средние химические составы (в %) щелочно-базальтовых пород Западной Камчатки (Гузиев, 1967)

Компоненты	Трахидолерит	Кринанит (р. Быстрая)	Абсарокит	Микрошонкинит	Селлагит	Банакит
	n = 3	4	11	4	6	4
SiO ₂	46,01	47,84	48,05	48,20	52,41	54,07
TiO ₂	1,11	1,64	0,93	0,99	1,31	1,17
Al ₂ O ₃	14,88	16,34	14,91	13,74	14,14	17,81
Fe ₂ O ₃	3,17	3,94	2,44	3,17	2,86	2,59
FeO	5,89	6,11	5,82	5,34	3,85	2,86
MnO	0,07	0,18	0,10	0,12	0,09	0,07
MgO	11,25	6,04	9,56	9,98	5,38	3,48
CaO	7,51	6,06	6,94	7,87	4,89	4,68
Na ₂ O	1,43	4,38	1,95	0,92	1,13	2,74
K ₂ O	2,10	1,22	3,32	5,64	7,19	7,11

Щелочные породы слагают дайки, небольшие интрузии (преимущественно силлы) и редко потоки. Возраст их неогеновый, частично древнечетвертичный. Для Западной Камчатки И.С. Гузиев установил, что содержание щелочей (преимущественно калия) в породах по мере формирования комплекса увеличивается начиная со среднего миоцена до плейстоцена. Пестрый минералогический состав пород, не выдержанный даже в пределах отдельных интрузий, усложняется наложением аутометасоматических процессов. Главные породообразующие минералы - плагиоклаз, калиевый полевой шпат, анальцит, оливин, моноклинный пироксен, биотит, реже встречаются лейцит и эгирин-авгит, обыкновенная роговая обманка. Почти все породы относятся к насыщенным или слабо недосыщенным кремнекислотой (табл. 17).

Краевые вулканические пояса. Базальт-трахиандезит-игнимбритовый комплекс формаций

Выше уже отмечалось перекрытие во времени орогенных формаций краевого вулканического пояса и геосинклинальных формаций более восточных зон. Это отражает, во-первых, общее движение геотектонических процессов в сторону Тихого океана, во-вторых, принадлежность краевых поясов к орогенным структурам предыдущего (мезозойского) геотектонического цикла. Синхронизация вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций Восточно-Сихотэ-Алинского краевого вулканического пояса и расположенной к востоку позднемеловой - кайнозойской геосинклинальной системы (табл. 18) отчетливо

Таблица 18

Сопоставление вулканогенных формаций Восточно-Сихотэ-Алинского краевого вулканического пояса и других структур позднемеловой-кайнозойской геосинклинальной системы

Геологический возраст			Восточно-Сихотэ-Алинский краевой вулканический пояс (по В.В. Ветренникову, с изменениями)	Дуги	
Система	Отдел	Ярус		Внутренняя (+ тыловой прогиб)	Внешняя
1	2	3	4	5	6
Четвертичная			Платобазальты	Платобазальты	Платобазальты
Неоген	Плиоцен	Верхний	Базальтовая, андезитобазальтовая (совгаванская свита)	Игнимбритовая	Андезитодацитовая
		Средний		Вулканогенная моласса	Туфогенная моласса
		Нижний			
	Миоцен	Верхний	Трахилитаритовая (усть-суйфунская, ботчинская свиты)	Диатомито-туфовая	Андезитовая; диатомито-туфовая
		Средний		Андезитоплагилитаритовая (зеленые туфы)	Флишодный туфогенный флиш
		Нижний	Базальтовая (кизинская, сандуганская свиты)	Базальтовая	Базальтовая
Палеоген	Олигоцен	Верхний	Липарито-дацитовая (брусиловская, кхунцинская свиты)	Аргиллито-алевролитовая (у вулканических зон - туфогенная)	Аргиллито-алевролитовая (у вулканических зон - туфогенная)
		Средний			
		Нижний			
	Эоцен	Верхний	Базальтовая, андезитобазальтовая (суворовская, кузнецовская свиты)	Морская моласса	Базальтовая
		Средний		Базальтовая	
		Нижний		Паралическая угленосная (местами туфогенная)	Флиш
	Палеоцен		Липарито-дацитовая (богопольская)	Песчано-конгломератовая (местами туфогенная)	Граувакковая

Таблица 18 (окончание)

1	2	3	4	5	6
Мел	Верхний мел	Датский	Липаритовая (тахобинская свита, винская толща)	Спилито-диабазовая	Кварц-кератофировая (?); спилито-диабазовая
		Сенонский	Андезито-дацитовая (самаргинская свита) Игнимбритовая (ольгинская серия) Трахиандезитовая (базовская, синанчинская, удоминская и другие свиты)		
		Туронский	Андезито-липаритовая - зеленые туфы (петрозуевская свита)		
		Сеноманский			

демонстрирует одновременность излияний лав основного состава в геосинклинальных и орогенных структурах вулканического пояса, что указывает на обусловленность вулканизма обеих указанных зон общими причинами. Второе обстоятельство, указывающее на связь вулканизма краевого пояса с движениями в молодой геосинклинальной системе, - постепенное раскисление магматических продуктов в сторону материка и постепенный подъем нижней стратиграфической границы массового развития кислых вулканитов от позднего мела в краевом поясе до позднего палеогена во внутренней дуге и до среднего миоцена во внешней дуге.

Таким образом, геотектоническое положение краевых вулканических поясов двойственное. С одной стороны, они являются орогенными структурами предыдущего, мезозойского тектоно-магматического цикла, с другой - эти орогенные структуры развиваются в связи с движениями в молодых геосинклиналях, т.е. входят в их общую систему. Это отражается на формационном составе поясов: они имеют общие (и синхронные) формации с геосинклиналями внутренних дуг (например, базальтовые), но в целом комплекс формаций вулканических поясов опережает по времени образования формаций развитие более восточных зон. Так, аналог миоценовой формации зеленых туфов внутренней дуги в Восточно-Сихотэ-Алинском вулканическом поясе (петрозуевская и болбинская свиты) начал образовываться еще в начале позднего мела. Быстро эволюционирующая формация зеленых туфов, по-видимому, представлена в миоцене внутренних зон в значительно более полном объеме, чем в позднем меду краевых поясов. Позднеогеновая формация игнимбритов внутренней дуги в какой-то степени соответствует позднемеловой игнимбритовой формации краевого вулканического пояса.

Базальт-трахиандезит-игнимбритовый комплекс формаций в значительной мере соответствует порфировой формации. Сложность и разнородность группы пород, объединяемых в порфировую формацию, заставляет отказаться от этого наименования как формационного и понимать его как комплекс формаций, характерных для краевых вулканических поясов. Однако использованию термина

"порфи́ровая" и в этом понимании препятствует применению его некоторыми исследователями в ином смысле — по отношению к порфи́ровым субвулканиче-ским породам Алтая, с которыми тесно ассоциированы руды.

Описываемый комплекс включает разнородные магматические образования. Это прежде всего трахиандезитовая формация, наиболее продуктивная в отношении руд металлов. Сравнительно большая мощность коры краевых вулканических поясов вместе со значительной тектонической дифференциацией их площади способствуют формированию коровых очагов и генерации больших количеств палингенных кислых магм. Образованная этими магмами трахили-парит-игнимбритовая серия формаций состоит из следующих членов, образующих общий вертикальный (генетический) ряд: 1) липарито-дацитовая формация, 2) трахилипаритовая формация, 3) игнимбритовая формация.

Третьим членом комплекса формаций краевых вулканических поясов является базальтовая формация: в периоды растяжения глубокие расколы ко-ры способствовали выходу базальтовых магм на поверхность. Эти излияния делят общий вулканогенный разрез краевых поясов на ряд "циклов". Интересно, что излияния базальтов в краевых поясах и геосинклиналях совпадают во времени. Первым базальтовым излиянием в Восточно-Сихотэ-Алинском вулка-ническом поясе соответствуют сенонские подводные базальтовые излияния в соседних геосинклиналях.

Если обратиться к аналогам краевых вулканических поясов на Американ-ском континенте, то и там одной из особенностей вулканогенных толщ поясов является присутствие контрастных по составу магматических образований. Так, в разрезе игнимбритов Йеллоустонского национального парка (мощностью более 1500 м) имеется несколько разновозрастных базальтовых толщ (Chris-tiansen, Blank, 1972).

Трахиандезитовая серия формаций

Трахиандезитовая формация. По сравнению с андезитовой формацией внут-ренних вулканических дуг трахиандезитовая формация краевых вулканических поясов содержит больше щелочей (калия) и отличается меньшей (но все же значительной, до 1000 м) мощностью и вероятной связью с ней олово-поли-металлических руд (Говоров, 1974а,б). Химические составы некоторых по-род формации приведены в табл. 19. Видоизменения андезитовой формации,

Таблица 19

Химические составы (в %) пород позднемеловой трахиандезитовой формации Сихотэ-Алинского вул-канического пояса (Шлепки́н и др., 1973)

Компоненты	Трахит	Андезит	Трахиан-дезит
SiO ₂	63,92	60,70	69,60
TiO ₂	0,16	0,14	0,26
Al ₂ O ₃	14,84	16,16	13,49
Fe ₂ O ₃	0,82	3,20	0,49
FeO	2,21	3,57	5,81
MnO	0,01	0,03	0,08
MgO	0,62	1,76	0,13
CaO	2,02	4,75	1,80
Na ₂ O	3,86	4,46	3,40
K ₂ O	8,97	3,25	5,00
P ₂ O ₅	0,35	0,55	0,05

вероятно, отражают влияние сравнительно мощной сиалической коры краевых вулканических поясов.

Появление андезитовой формации на ранних стадиях развития краевых вулканических поясов (конец мела, местами — конец юры), очевидно, связано с возникновением глубоких расколов при образовании соседних геосинклинальных прогибов и формированием глубинных очагов с андезитовой (и андезито-базальтовой) магмой. Застывание этой магмы в глубинных условиях привело к образованию интрузии габбро и габбро-диоритов. Более приближенные к поверхности магматические очаги, на которых сильнее сказалось влияние корового сиалического материала, дали диоритовые и гранодиоритовые интрузии. При вторичных приоткрываниях глубоких трещин, облегчавших продвижение рудных эманаций в верхние горизонты коры, формировались серии андезитовых и диоритовых даек. Все это обусловило развитие сложного трахиандезит-трахидацит-гранодиоритового вулканоплутонического комплекса.

Трахилипарит-игнимбритовая серия формаций

Почти синхронно с описанной выше формацией развивалась трахилипарит-игнимбритовая серия формаций с преобладанием палингенных гранитоидных магм. Химические составы пород приведены в табл. 20. Большинство исследователей краевых вулканических поясов объясняет контрастность составов их магматических продуктов существованием разноглубинных магматических оча-

Таблица 20

Химические составы (в %) пород игнимбритовой формации краевых вулкани-

Компоненты	Центрально-Чукотский район				
	Ранний мел				
	Игнимбриты			Андезито-дацит	Трахиандезит
	липарита	дацита	андезито-дацита		
	n = 10	2	4	3	1
SiO ₂	72,96 ¹	64,32 ¹	62,65 ¹	61,31 ¹	60,04 ¹
TiO ₂	0,27	0,67	0,61	0,56	0,74
Al ₂ O ₃	14,32	17,03	16,92	16,67	18,42
Fe ₂ O ₃	1,65	2,80	2,77	2,24	0,96
FeO	0,42	2,14	1,95	2,48	4,24
MnO	0,04	0,07	0,09	0,08	0,09
MgO	0,36	1,44	1,49	1,54	2,06
CaO	0,98	3,88	4,27	4,57	4,52
Na ₂ O	2,46	2,47	3,12	2,79	2,97
K ₂ O	4,18	2,85	3,11	3,04	4,55
P ₂ O ₅	0,07	0,25	0,22	0,09	0,16

¹ Белый, 1960.

² Сперанская, 1961, 1963.

³ Сажно, 1973.

гов с различного состава магмами (Баскина, 1965; Власов, 1964б; Филатова, Дворянкин, 1973; Миц, 1973; Суков, 1975; и др.). Развитие относительно близповерхностных очагов дало вертикальный генетический ряд с липарито-дацитов, трахилипаритовой и игнимбритовой формациями, образующими вместе с комагматичными интрузиями гранитов и гранит-порфиров (приморская интрузивная серия и др.) липарито(трахилипарито)-гранитную вулканоплутоническую ассоциацию.

Более ранние члены этой ассоциации представлены небольшими субинтрузиями и экструзивными вулканическими аппаратами, дававшими большие массы вулканогенно-обломочного материала, преимущественно вулканических пеплов. В последующем магматические очаги, последовательно распространявшиеся на все более и более верхние уровни земной коры, вырывались на поверхность, давая игнимбристые извержения. Обрушения кровли над частично истощенными магматическими очагами обуславливали образование вулканотектонических депрессий, в которых накопления игнимбристов и других вулканогенно-обломочных продуктов достигали мощности 1000 м и более. Оставшиеся в очагах магмы формировали крупные гранитные интрузии. Процесс этот был длительным, и деятельность неглубоких коровых очагов проявлялась (с перерывами) в некоторых районах вплоть до неогена. Для поздних субинтрузий и вулканов характерен трахилипаритовый состав магматических продуктов. Вулканические извержения происходили обычно сопряженно с поднятиями экструзивных куполов. Свообразными были трещинные извержения пеплового материала с образованием "туфовых даек".

ческих поясов (больших объемов)

Центрально-Чукотский район		Средне-Анадырский район	Охотское побережье	Сихотэ-Алинь	
Поздний мел					
Игнимбристы					
липарито-дацита	дацита	липарита			
2	1	5	1	4	22
67,72 ¹	65,94 ¹	71,85 ¹	70,49 ¹	73,05 ²	72,78 ³
0,38	0,40	0,25	0,20	0,14	0,32
16,02	16,93	14,25	13,88	13,28	13,55
1,70	1,93	1,58	1,71	0,69	1,48
0,97	1,32	0,80	0,37	0,99	1,96
0,10	0,07	0,06	0,07	0,04	0,06
0,77	1,20	0,45	0,25	0,38	0,52
2,39	3,70	1,37	1,11	1,17	1,29
3,48	3,19	3,92	3,31	3,41	3,08
3,79	3,37	3,78	4,11	3,77	4,11
0,12	0,15	0,08	0,06	0,06	Нет свед.

В вулканотектонических депрессиях и впадинах, образованных дифференцированными блоковыми движениями (и те и другие имели характер межгорных впадин), кроме вулканитов, накапливались сравнительно мощные (несколько сот метров) туфогенные пресноводные и континентальные, часто угленосные отложения (туфогенно-угленосная формация межгорных впадин). Сложные взаимоотношения осадочных и вулканических образований у границ впадин можно проиллюстрировать на примере Хасанского бурогоугольного месторождения в Южном Приморье (Власов, 1948). Лавовые потоки там вклинивались в эоцен-олигоценые угленосные толщи. Слои чистых вулканических пеплов (обычно превращавшиеся впоследствии в бентонитовые глины) лежат в кровле угольных пластов или переслаиваются с углями. Характерным образованием являются позднеолигоценые тонкослоистые пепловые туфы с великолепно сохранившимися листовыми остатками, перекрывающие угленосную толщу. К числу других пород, распространенных в отложениях впадин, относятся озерные и аллювиальные песчаники, алевролиты, аргиллиты, галечники и валуники конусов выноса.

В случае привноса в межгорные впадины преимущественно вулканических пеплов в озерных котловинах образовывалась туфо-диатомитовая лимническая формация, примером которой может служить позднемиоценовая суйфунская свита Южного Приморья.

Базальтовая серия формаций

Базальтовая (андезито-базальтовая) формация. Излияния базальтовых лав отвечают эпохам растяжения коры в позднем мелу, эоцене, раннем и позднем миоцене, позднем плиоцене - раннем плейстоцене. В это же время в соседних геосинклинальных прогибах происходили подводные извержения базальтов.

Лавы формации в пределах краевых вулканических поясов бронировали разновозрастные выровненные поверхности; в разрезах они чередуются с вулканиитами другого состава и туфогенными отложениями межгорных впадин. По составу породы нередко уклоняются к андезито-базальтам или отличаются по-

Таблица 21

Средние химические составы (в %) пород базальтовой (андезито-базальто

Компоненты	Прибрежный пояс			Западно-Сихотэ-Алинский пояс
	средняя и южная части	северная часть		
	Эоцен			
	Андезито-базальты	Базальты	Андезито-базальты	Андезито-базальты
	n = 6	14	6	8
SiO ₂	54,30	49,60	55,10	56,40
TiO ₂	0,90	1,30	1,10	1,00
Al ₂ O ₃	18,10	18,90	17,50	15,80
MgO	5,10	5,80	3,60	4,30
CaO	7,80	8,60	6,30	7,10
Na ₂ O	3,29	3,33	3,39	2,48
K ₂ O	1,51	1,24	2,17	2,51

вышенным содержанием щелочей (табл. 21). Характерно почти полное отсутствие пирокластического материала, связанного с излияниями базальтов, имевшими преимущественно трещинный характер. Малая газонасыщенность объясняется, по-видимому, незначительной дифференциацией магм, поднимавшихся из глубинных очагов. На обособленность этих очагов от коровых указывает резкое отличие состава пород формации от составов других вулканитов пояса.

Мощность базальтовой формации достигает 300–500 м. Примерами ее могут служить сенонские базальты бассейнов рек Самарги и Бикина, кузнецовская (эоцен) и кизинская (миоцен) вулканогенные свиты Сихотэ-Алиня. По красной, окисленной и агглютинированной кровле потоков местами (например, в разрезе правого берега р. Амур у г. Николаевска-на-Амуре) насчитывается до семи-восьми отдельных излияний. В основании наиболее мощных потоков базальты переходят в долериты.

Посторогенный этап. Трапповый комплекс формаций (платобазальты)

Эта формация развивается в посторогенный этап при дифференцированных движениях уже относительно стабилизовавшейся складчатой области. В эмбриональной форме формация проявлялась в краевых вулканических поясах еще в позднеорогенное время. В посторогенный этап она приобретает большие масштабы и испытывает качественные изменения.

Тектонические условия в посторогенное время более или менее выравняются в пределах различных зон складчатых областей. Продолжающиеся тектонические напряжения проявляются поднятиями, сводовыми выгибаниями, глубокими расколами коры. Коровые очаги после их максимального приближения к поверхности и частичного выхода на поверхность (с извержениями игнимбри-тов) прекратили свою деятельность. Базальтовая формация стала господствующей и распространилась на большой площади. Главная масса лав изливалась в относительно короткий период, соответствующий началу общего поднятия стабилизовавшихся структур. Излияния базальтов происходили как из тре-

вой) формации (по данным В.И. Сухова, 1973 г.)

Прибрежный пояс					Западно-Сихотэ-Алинский пояс
южная часть			северная часть		
Миоцен					
Базальты	Щелочные базальты	Андезитобазальты	Базальты	Андезитобазальты	Андезитобазальты
11	4	3	6	5	4
50,00	48,50	54,10	49,50	52,90	53,00
1,80	2,00	1,10	1,50	1,40	1,70
17,10	15,20	18,80	17,20	17,20	15,90
5,90	7,80	4,00	5,00	4,90	4,60
7,90	7,70	7,70	7,60	7,50	6,70
3,15	3,73	3,38	2,97	3,38	3,49
1,42	2,73	1,40	1,56	1,60	2,61

Таблица 22

Химические составы (в %) вулканитов формации платобазальтов

Компоненты	Камчатка					Приморье		
	Срединный хребет				Средний состав	Шуфанское плато		
	Ранний плейстоцен					Поздний плейстоцен -		
	n = 1	3	2	1	7	1	3	
SiO ₂	47,48 ¹	49,63 ¹	50,36 ¹	45,96 ¹	49,07	55,20 ²	54,70 ²	
TiO ₂	1,30	1,27	1,57	0,62	1,26	-	1,70	
Al ₂ O ₃	18,47	16,95	16,12	15,16	15,24	18,43	15,01	
Fe ₂ O ₃	6,53	6,31	6,93	7,73	6,72	2,30	3,85	
FeO	3,84	5,70	4,34	4,97	5,03	6,97	6,23	
MnO	-	0,12	0,17	0,17	0,12	-	0,09	
MgO	8,41	6,16	6,07	8,67	6,81	4,10	6,17	
CaO	10,50	9,43	8,37	10,86	9,48	7,57	8,46	
Na ₂ O	3,43	2,73	3,69	1,40	2,91	2,48	2,71	
K ₂ O	0,21	1,01	2,23	3,40	1,58	1,59	0,75	
P ₂ O ₅	0,90	0,12	-	0,68	0,28	Нет свед.	0,15	

¹ Вулканы и четвертичный вулканизм Срединного хребта Камчатки, 1972.

² Денисов, 1965.

щин, так и из щитовидных вулканов, формировавшихся главным образом на пересечениях трещин. Местами, как, например, на Центральной Камчатке, извержения из-за многочисленности очагов приближались к ареальным. В основании базальтовых покровов нередко находятся коры выветривания, сформировавшиеся после относительного выравнивания рельефа складчатой области. Нередко коры выветривания развиваются и на базальтах.

По составу базальты формации принадлежат к слабодифференцированным сериям пород, часто с повышенной щелочностью и сравнительно высоким отношением K/Na. Изливаясь в условиях мощной коры, базальтовая магма подвергается контаминации сиалическим материалом; вероятно, вследствие этого она часто характеризуется повышенной глиноземистостью (табл. 22).

Формация платобазальтов несомненно родственна трапам, представляя как бы недоразвившийся ее аналог. Тектонические позиции платобазальтов и траппов сходны. Как правильно отмечает Г.Ф.Макаренко, траппы появляются в конце орогенного этапа примыкающей геосинклинальной системы и "знаменуют рубеж, отделяющий период прогибаний платформенного края от периода его устойчивых поднятий, сопровождаемых сменой структурного плана" (Макаренко, 1973, с. 117). Однако имеются и некоторые существенные различия указанных формаций. Кроме гораздо больших масштабов излияний, траппы характеризуются наличием комагматичных интрузий, значительно большей дифференцированностью магмы, большой рудной продуктивностью. Эти различия обеих формаций вполне объяснимы с позиций мантийного происхождения базальтовых магм, а также при учете структурных различий платформ и частично стабилизовавшихся складчатых областей.

В условиях относительно подвижной складчатой области базальтовые дифференциаты мантии по мере их образования могут выходить на поверхность по постоянно обновляющимся разломам. В условиях платформы огромные массы базальтовой магмы, накопившейся в верхах мантии, получают доступ к

Приморье				Хабаровский край				
Барановский вулкан			Средний состав	Эльбан-ское место-рожде-ние	Малмыж-ское место-рожде-ние	Тунгус-ское место-рожде-ние	Другие районы	Средний состав
ранний плейстоцен				Плейстоцен				
3	1	1	3	3	2	2	24	31
54,80 ²	52,50 ²	56,26 ²	54,72	50,22 ³	47,20 ³	45,44 ³	50,45 ⁴	49,88
3,11	3,65	4,37	2,49	1,73	1,06	1,32	1,31	1,34
13,88	14,20	12,64	15,77	16,26	14,98	15,86	15,71	15,71
2,48	6,71	4,57	3,62	6,38	3,36	5,73	3,76	4,12
6,31	4,96	4,80	6,04	6,27	8,22	5,09	6,02	6,13
0,15	0,14	0,14	0,11	0,15	0,14	0,23	0,13	0,14
5,25	5,23	4,14	5,31	6,17	8,38	7,36	6,75	6,84
6,30	5,57	5,05	6,94	6,87	8,96	8,54	8,40	8,30
2,62	2,23	3,08	2,64	2,22	2,96	1,56	3,11	2,91
1,32	0,72	3,28	1,31	1,99	1,61	2,07	1,66	1,71
Нет свед.	Нет свед.	Нет свед.	0,02	0,35	0,40	0,40	0,22	0,26

³ Манушин, 1968.

⁴ Сборник химических анализов изверженных пород южной части Дельного Востока, 1961.

поверхности лишь в редкие периоды общего растяжения земной коры и развития глубоких расколов. Отсюда большие масштабы трапových излияний. Значительные мощности трапových покровов и сравнительная стабильность платформ способствуют процессам дифференциации базальтовых магм. Слабая проницаемость платформенного чехла с горизонтальнолежащими отложениями облегчает "застывание" масс базальтовой магмы в подводящих каналах и способствует ее межформационному растеканию, т.е. образованию силлов. При общем большом содержании металлов в базальтовых магмах процессы магматической дифференциации вызывают образование крупных рудных залежей в связи с траповой формацией.

О петрохимических эталонах при сравнении вулканических пород Тихоокеанского пояса

Процесс образования сиалической коры при геосинклинальном процессе включает несколько промежуточных стадий, проявляющихся последовательно во все более и более удаленных от океана структурах геосинклинальных систем. Поэтому не вызывает сомнений, что главные изменения петрохимических составов вулканических продуктов происходят в направлении от океана к континенту. Различным структурным элементам геосинклинальных систем свойственны определенные типы вулканических пород, характеристика которых и составляет содержание настоящего раздела. Типы эти являются наиболее представительными членами вулканогенных формаций. Давать усредненные химические составы для вулканогенных формаций в целом (как это делают, например, Н.Л. Добрецов и Г.Л. Добрецов, 1972), по нашему мнению, нельзя, так как в парагенетическое сообщество — форма-

цию могут входить породы, значительно отличающиеся по минералогическому и химическому составам.

Некоторые из выделенных здесь типов, например толеиты, проявляются в различных структурах, как океанических, так и континентальных, отмечая появление наиболее примитивных мантийных продуктов. Другие, например андезиты, свойственны определенным элементам геосинклинальных систем — преимущественно внутренним вулканическим дугам. В целом же те и другие представляют собой характерные образования различных стадий формирования сиала, соответствующие определенным условиям выплавки и становления магматических тел. Другие разнообразные вулканические породы являются по составу уже промежуточными между выделенными типами.

К характерным типам вулканических пород, с которыми целесообразно сравнивать составы пород различных вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций Тихоокеанского пояса, относятся:

- 1) толеитовые базальты океанов (мантийные выплавки),
- 2) щелочные оливиновые базальты океанов (дифференциаты толеитовых базальтов),
- 3) спилиты внешних геосинклинальных прогибов (мантийные выплавки, обогащенные продуктами сквозьмагматических щелочных растворов),
- 4) базальты фронтальных и тыловых частей островных дуг (мантийные выплавки),

Таблица 23

Средние химические составы (в %) толеитовых базальтов

Компоненты	Тихий океан			Индийский океан
	Умеренно глиноземистый подтип		Высокоглиноземистый подтип	Высокоглиноземистый подтип
	n = 6	181	9	10
SiO ₂	50,25 ¹	50,00 ²	49,00 ³	50,29 ¹
TiO ₂	1,56	2,50	0,89	1,21
Al ₂ O ₃	16,09	14,10	17,09	17,16
Fe ₂ O ₃	2,72	3,00	4,42	2,26
FeO	7,20	8,60	6,26	6,51
MnO	0,19	0,16	0,17	0,16
MgO	7,02	8,50	7,84	7,75
CaO	11,81	10,40	11,41	11,55
Na ₂ O	2,81	2,13	2,62	2,83
K ₂ O	0,20	0,38	0,23	0,19
P ₂ O ₅	0,15	0,23	0,07	0,09
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00

¹ Энгель А.Э.Дж., Энгель Ц.Г., 1968.

² Бевзенко, 1971.

³ Купо, 1959.

⁴ Кутолин, 1972.

- 5) платобазальты континентов и стабилизовавшихся частей островных дуг (мантийные выплавки),
 6) андезиты внутренних вулканических дуг и краевых вулканических поясов (мантийные выплавки),
 7) трахилипариты краевых вулканических поясов (крайние кислые дифференциаты базальтовой магмы),
 8) липаритовые игнимбриты малых объемов в островных дугах и частично в краевых вулканических поясах (дифференциаты глубинных андезитовых магм),
 9) липаритовые игнимбриты больших объемов в краевых вулканических поясах (продукты коровых очагов?).

Уже из перечисленных типов вулканических пород видна цель выполненной нами работы по определению их средних химических составов – именно получение дополнительных данных: а) для выделения различных зон геосинклинальных систем, б) для отличия вулканитов – производных глубинных (мантийных) базальтовой и андезитовой магм от вулканитов, связанных с коровыми магматическими очагами.

При систематизации материалов и подсчетах средних составов использовались средние составы, определенные многочисленными авторами, а также отдельные анализы, формационная принадлежность которых точно устанавливалась. Принимались во внимание лишь анализы, сумма окислов в которых находится в пределах 99–101%. Учитывались лишь 11 окислов: SiO_2 , TiO_2 ,

Атлантический океан			Аравийско-Индийский срединно-океанический хребет	Урал
Умеренно глиноземистый подтип	Высокоглиноземистый подтип			Мугоджарские и палевские вулканиты
Срединно-океанический хребет	Южные Сандвичевы острова			
63	5	10	15	62
50,35 ⁴	50,18 ⁵	51,2 ⁶	50,69 ⁷	51,60 ⁷
1,50	0,57	0,8	1,86	1,30
15,92	21,84	18,0	15,79	14,80
1,46	3,03	2,7	3,30	4,20
8,14	5,33	7,4	7,23	7,80
0,17	Нет свед.	0,2	0,21	0,20
8,28	5,29	6,2	7,64	8,00
11,01	11,16	11,0	9,60	8,70
2,88	2,27	2,1	3,51	3,10
0,16	0,28	0,3	0,17	0,17
0,13	0,05	0,1	Нет свед.	0,13
100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

⁵ Фролова, Рудник, 1974.

⁶ Baker, 1968.

⁷ Иванов, Кориневский, Беляшина, 1973.

Таблица 24

Средние химические составы (в %) щелочных оливиновых базальтов оке

Компоненты	Гавайский тип			
	Тихий океан	Индийский океан	Атлантический океан	Средний состав
	$n = 28^{**}$	25 ^{**}	48 ^{**}	101
SiO ₂	46,46	46,30	46,30	46,34
TiO ₂	3,01	3,25	3,00	3,06
Al ₂ O ₃	14,61	14,80	15,40	15,03
Fe ₂ O ₃	3,27	3,24	4,57	3,88
FeO	9,11	9,45	4,80	7,15
MnO	0,14	0,16	0,11	0,13
MgO	8,19	7,95	7,60	7,85
CaO	10,33	10,80	10,40	10,48
Na ₂ O	2,92	2,65	3,00	2,89
K ₂ O	0,84	1,05	1,22	1,07
P ₂ O ₅	0,37	0,37	0,49	0,43
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00

* Анализы даны в весовых процентах катионов, остальные анализы в весовых процентах окислов.

** Сумма 100% принята по автору.

Al₂O₃, Fe₂O₃, FeO, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, P₂O₅¹. Авторские наименования пород принимались не всегда; в тех случаях, когда они не отвечали составу и современным классификациям, названия пород исправлялись.

Во всех таблицах приводятся только химические составы без каких-либо пересчетов и получения дополнительных характеристик. Это имеет свои преимущества, так как облегчает непосредственное сравнение составов с выделенными эталонами.

Для каждого типа были составлены отдельные таблицы - 23-31, в которых для сравнения приводятся и данные по составам для других регионов и сходных формаций. Графы таблиц мы старались располагать так, чтобы слева направо можно было проследить изменения составов пород при переходе от океана к континенту. Усредненная характеристика средних типов вулканических пород дается в отдельной сводной табл. 32. При подсчетах средних содержаний использовались лишь данные, касающиеся Тихоокеанского подвижного пояса.

После этих вводных замечаний перейдем к петрохимической характеристике выделенных типов вулканитов.

¹ Сумма этих окислов приводилась к 100%.

анических островов (Бевзенко, 1971)

Таитянский тип			
Тихий океан	Индийский океан	Атлантический океан	Средний состав для Тихого и Атлантического океанов
20	2*	78	98
46,10	46,10	48,46	47,97
3,60	2,30	2,82	2,97
16,10	18,00	17,21	16,98
5,00	3,20	4,13	4,35
6,90	6,90	6,26	6,40
0,20	0,10	0,15	0,16
6,70	6,30	5,02	5,35
10,40	7,70	8,73	9,07
3,20	5,70	4,28	4,05
1,80	3,20	2,43	2,30
-	0,50	0,51	0,40
100,00	100,00	100,00	100,00

Толейтовые базальты океанов

Толейтовые базальты (табл. 23) слагают океаническую кору, основания вулканов океанических островов. Они проявляются при начальном вулканизме во внешних геосинклинальных прогибах, присутствуют в составе контрастных формаций краевых вулканических поясов; сходные по составу базальты распространены также в формации платобазальтов и в трапах континентов.

Наиболее "примитивными", отражающими составы мантийных выделок, являются океанические толейты, которые и могут быть приняты за эталон. Составы платобазальтов и трапов отличаются от океанических толейтов несколько большими содержаниями K_2O , Fe_2O_3 и меньшими — Na_2O , CaO , SiO_2 , что связано, видимо, только с условиями кристаллизации.

Толейтовые базальты являются афировыми разновидностями базальтов или долеритов, состоящими из основного плагиоклаза (часто зональный лабрадор), ромбического (гиперстен) и моноклиновых (субкальциевый авгит и пижонит) пироксенов, базальтической роговой обманки, иногда с примесью оливина. Количество последнего не превышает 7%. Характерной чертой толейтов является присутствие в породах небольших обособленных участков стекла, при девитрификации которых образуются кварц-кальциевые гранофиды (особенно

Таблица 25

Средние химические составы (в %) позднемиоценовых спилитов внешних геосинклиналей

Компоненты	Восточный Сахалин		Малая Курильская дуга	
	I	II	I	II
	n=7	6	2	2
SiO ₂	51,20 ¹	49,41 ¹	51,37 ²	49,65 ²
TiO ₂	1,28	1,41	0,32	0,66
Al ₂ O ₃	16,48	16,85	20,44	17,91
Fe ₂ O ₃	6,64	8,70	5,55	7,91
FeO	4,63	4,77	4,44	4,48
MnO	0,11	0,11	0,21	0,28
MgO	4,71	5,50	4,75	4,23
CaO	9,23	7,01	8,00	10,49
Na ₂ O	5,10	4,26	4,32	3,18
K ₂ O	0,31	1,78	0,46	0,97
P ₂ O ₅	0,31	0,20	0,14	0,24
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00

I - низкое содержание калия, II - высокое содержание калия.

¹ По данным В.М. Гранника, 1972 г.

Таблица 26

Средние химические составы (в %) базальтов фронтальных (внешних) и тыловых (внутренних) островных дуг Камчатки

Компоненты	Фронтальные дуги		Тыловые дуги	
	Кроноцкий полуостров	Хребты Кумро-роч, Тумрок, Валагинский	Центральная Камчатка	Срединный хребет
	Палеоцен, олигоцен	Поздний мел		Поздний миоцен - плиоцен
	n = 5	53	87	9
SiO ₂	52,26 ¹	51,33 ¹	51,39 ¹	50,90 ²
TiO ₂	0,97	0,89	0,70	0,80
Al ₂ O ₃	19,25	16,70	16,89	18,62
Fe ₂ O ₃	4,72	4,40	5,02	5,33
FeO	5,11	5,37	5,25	4,44
MnO	0,16	0,19	0,18	0,22
MgO	4,68	6,68	5,65	5,89
CaO	9,31	9,86	9,07	9,79
Na ₂ O	3,05	3,14	3,03	2,81
K ₂ O	0,49	1,44	2,82	1,05
P ₂ O ₅	Нет свед.	Нет свед.	Нет свед.	0,15
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00

¹ Ротман, Марковский, 1968.² Вулканы и четвертичный вулканизм Срединного хребта Камчатки, 1972.

синклинальных прогибов

Корякское нагорье		Средний состав	
I	II	I	II
5	5	14	17
49,98 ³	50,63 ³	50,79	49,92
1,46	1,74	1,21	1,25
13,83	15,23	16,10	16,76
5,70	5,48	6,15	7,72
7,82	5,01	5,74	4,53
0,26	0,37	0,18	0,23
6,53	5,86	5,36	4,95
9,84	9,06	9,27	8,87
4,18	4,48	4,66	4,01
0,20	1,92	0,29	1,55
0,20	0,22	0,25	0,21
100,00	100,00	100,00	100,00

² Гаврилов, Соловьева, 1973.

³ Авдейко, Храмов, 1969.

характерные для траптов). По нормативному составу породы почти всегда содержат кварц.

Толейты имеют относительно выдержанный химический состав в пределах не только Тихого, но и Атлантического и Индийского океанов. Они насыщены или слабо пересыщены кремнеземом. Количество последнего колеблется в пределах 49,0–51,2%. По содержанию глинозема можно условно выделить два подтипа – умеренно глиноземистый и высокоглиноземистый. Увеличение содержания Al_2O_3 в высокоглиноземистых толейтах происходит при одновременном уменьшении содержания TiO_2 , FeO , MgO , Na_2O . Остальные окислы присутствуют в обеих разновидностях почти в равных количествах. Между этими подтипами наблюдаются постепенные переходы, что (вместе с обычной приуроченностью высокоглиноземистых пород в пределах континентов к площадям с относительно мощной сиалической корой) лишает убедительности предположение Куно (Куно, 1960) и других авторов о существовании самостоятельной высокоглиноземистой базальтовой магмы.

Обогащение некоторых разновидностей океанических толейтов глиноземом можно объяснить относительно спокойными условиями кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы в отдельных магматических очагах, способствующими накоплению кристаллов плагиоклазов. Характерно, что большинство высокоглиноземистых базальтов отличается невадитовой (многопорфировой) или мегаплагиофировой (гигантопорфировой) структурами.

Толейты являются натриевым типом вулканитов. Количество в них Na_2O не превышает 2,88% (2,10–2,88%). Характерно очень низкое содержание K_2O (0,16–0,38%), но имеются разновидности, обогащенные калием (до 1% и более), которые удобно называть калиевыми толейтами. При глубинном происхождении толейтов вполне естественно, что в зонах глубинных разломов, вскрывающих свежие продукты дифференциации вещества мантии, состав толейтов обогащается калием.

Из других особенностей толейтов можно отметить высокое содержание магния (более 8%) и CaO (до 11,8%) и небольшое – окисного железа (не более 4,4%).

Таблица 27

Средние химические составы (в %) платобазальтов (краевых вулканичес

Компоненты	Платобазальты				
	Камчатка	Приморье	Хабаровский край	Средний состав для Камчатки, Приморья и Хабаровского края	П-ов Корея
	n = 7	9	31	47	3
SiO ₂	49,82 ¹	55,36 ²	51,24 ³	51,83	49,75 ²
TiO ₂	1,27	2,50	1,37	1,57	1,44
Al ₂ O ₃	15,47	15,93	16,15	16,08	14,76
Fe ₂ O ₃	6,90	3,65	4,23	4,52	9,65
FeO	5,10	6,09	6,30	6,08	5,83
MnO	0,12	0,11	0,14	0,13	0,53
MgO	6,91	5,35	7,03	6,70	7,01
CaO	9,59	7,00	8,52	8,41	6,08
Na ₂ O	2,95	2,66	2,99	2,80	2,64
K ₂ O	1,59	1,33	1,76	1,66	1,95
P ₂ O ₅	0,28	0,02	0,27	0,22	0,36
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

¹ Вулканы и четвертичный вулканизм Срединного хребта Камчатки, 1972.² Денгисов, 1965.³ Сборник химических анализов изверженных пород южной части Дальнего Востока, 1961; Манушин, 1968.

Щелочные оливиновые базальты океанов

Щелочные оливиновые базальты (табл. 24) слагают верхние части шитовых вулканов океанических островов, а иногда чередуются с толеитовыми базальтами (Кутолин, 1972). Их происхождение в результате дифференциации базальтовой (толеитовой) магмы достаточно убедительно показали А.Э.Дж.Энгель и Ц.И. Энгель (1968). В пределах Срединно-Атлантического рифта наряду с толеитами и щелочными оливиновыми базальтами присутствуют переходные разности между ними (Аументо и др., 1973).

Характерной минералогической ассоциацией для щелочных оливиновых базальтов являются оливин, монопироксен (высококальциевый авгит, титан-авгит, эгирин-авгит), основной плагиоклаз, магнетит, щелочные полевые шпаты (только в основной массе), баркевикит, фельдшпатоиды, анальцим (в основной массе). Пересчеты химических составов щелочных оливиновых базальтов на нормативный состав показывают присутствие нефелина в этом типе лав.

Несмотря на преобладание на океанических островах щелочных оливиновых базальтов, в сложении этих островов часто в той или иной мере участвуют пикриты, океаниты, щелочные трахиты, трахиты, фонолиты, трахиандезиты (тациты), анкармиты.

Среди щелочных оливиновых базальтов по примеру А.Л. Бевзенко (1973) мы выделяем два подтипа - гавайский (щелочные базальты), в котором сум-

ких поясов, внутренних дуг) и трапшв континентов

Платобазальты	Трапшы			
	Северо-Восточный Китай	Тунгусский бассейн	Сибирская платформа	Древние платформы
3	20	176	238	90
48,17 ²	49,85 ⁴	49,24 ⁵	49,89 ⁵	51,97 ⁵
2,02	1,56	1,50	1,50	1,72
14,83	16,10	15,61	15,39	16,14
3,65	3,50	3,66	3,22	5,26
9,08	9,10	9,56	9,45	7,15
0,24	0,20	0,19	0,20	0,19
8,03	5,70	6,28	6,30	4,81
8,88	11,20	10,87	10,89	8,37
3,33	2,20	2,22	2,25	3,02
1,35	0,80	0,74	0,76	1,37
0,42	-	0,13	0,15	?
100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

⁴ Лебедев, 1955.

⁵ Кутолин, 1972.

ма окислов калия и натрия составляет 3-4%, и таитянский (щелочные трахибазальты), в котором эта сумма составляет 5% и более.

Состав щелочных оливиновых базальтов Тихого, Атлантического и Индийского океанов значительно сходен.

Спилиты внешних геосинклинальных прогибов

Особенности спилитов обусловлены тем, что по глубинным разломам в геосинклинальные трюги в начальные стадии геосинклинального вулканизма поступают свежие мантийные базальтовые выплавки, обогащенные легколетучими веществами (вода, щелочи и др.). Они представляют собой афировые или порфиоровые (количество вкрапленников редко превышает 15%) породы с типичной "спилитовой" структурой. Первичный состав их нередко восстанавливается с трудом.

Интенсивная альбитизация в базальтовых магмах начинается еще до излияния их на морское дно и связана с деанортитизацией плагиоклазов, частичным или полным замещением их альбитом. Несколько позднее (но еще в постмагматическую стадию) в лавах развиваются зеленокаменные изменения с образованием хлорита, эпидота, пумпеллитита, карбонатов, пренита, цеолитов и др.

По химическим составам среди молодых (позднемеловых) спилитов Курильских островов, Сахалина, Корьякского нагорья (табл. 25) выделяются два под-

Таблица 28

Средние химические составы (в %) андезитов внутренних вулканических дуг

Компоненты	Внутренние вулканические дуги					Средний состав андезита внутренних вулканических дуг Тихоокеанского пояса
	Курило-Камчатская дуга	Каскадные горы	Алеутские острова	Япония	Новая Зеландия	
	n = 5	29	31	99	4	
SiO ₂	59,68 ¹	61,40 ²	59,01 ²	59,96 ²	60,00 ²	60,03
TiO ₂	0,57	0,80	0,80	0,82	0,70	0,68
Al ₂ O ₃	17,15	17,20	17,34	16,73	16,40	16,93
Fe ₂ O ₃	4,48	2,40	3,16	2,93	1,40	2,89
FeO	2,77	3,30	4,26	4,81	5,10	4,39
MnO	0,12	0,10	0,20	0,11	0,10	0,13
MgO	3,58	3,10	2,87	3,11	4,40	3,19
CaO	6,27	6,10	7,13	7,06	7,00	6,88
Na ₂ O	3,89	4,00	3,70	3,12	3,20	3,44
K ₂ O	1,49	1,60	1,53	1,35	1,70	1,44
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

¹Геология СССР, т. 31, 1964; данные В.М. Дуничева, 1972 г.²Горшков, 19676.³Symposium "Volcanism and metallogenesis", 1973.⁴Сахно, 1973.

Таблица 29

Химические составы (в %) трахилипаритов - дифференциатов базальтовой магмы Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (Сухов, 1967)

Компоненты	Бухтынский участок					Белая гора	Средний состав
	n = 1	1	1	1	1	1	6
SiO ₂	74,04	73,50	71,06	69,15	73,93	71,62	72,22
TiO ₂	0,29	0,30	0,50	0,52	0,23	0,51	0,39
Al ₂ O ₃	13,40	13,57	15,03	15,53	13,61	15,30	14,41
Fe ₂ O ₃	1,20	1,11	1,77	2,13	0,75	2,13	1,52
FeO	0,24	0,63	0,48	0,92	0,62	0,63	0,59
MnO	0,09	0,09	0,22	0,16	0,06	0,01	0,10
MgO	0,45	0,64	0,40	0,83	0,38	0,32	0,50
CaO	1,02	1,11	1,34	2,03	0,83	1,29	1,27
Na ₂ O	4,94	4,81	5,10	4,83	4,91	4,65	4,87
K ₂ O	4,33	4,24	4,10	3,90	4,68	3,54	4,13
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

и краевых вулканических поясов

Краевые вулканические пояса						
Карпаты	Сихотэ-Алинь		Анадырско-Чукотский район	Средний состав андезита краевых вулканических поясов Тихоокеанского пояса	Джунгария	Армения
3	12	156	4	172	6	60
60,08 ³	63,19 ⁴	60,33 ⁵	60,75 ⁶	60,54	60,53 ⁷	60,07 ⁸
0,62	0,90	0,83	0,74	0,84	0,62	0,71
19,12	16,53	17,25	18,04	17,21	17,80	17,65
2,19	3,04	} 7,54	3,49	} 7,48	4,31	4,16
2,78	4,04		2,93		2,85	2,94
0,09	0,10	-	0,12	0,01	0,07	0,17
3,46	2,19	3,00	2,42	2,93	1,84	3,04
6,74	4,73	4,85	5,69	4,86	5,71	5,48
3,44	3,06	3,31	3,53	3,30	4,00	3,45
1,48	2,22	2,89	2,29	2,83	2,27	2,33
100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

³ Baskina, 1973.

⁴ Белый, 1969.

⁵ Фремд, 1972.

⁶ Шаврова, 1967.

типа: 1) спилиты с низким содержанием K_2O (от 0,20 до 0,46%) - толеитовый подтип, 2) спилиты с высоким содержанием K_2O (0,97-1,92%) - щелочной подтип. "Щелочные" спилиты отличаются от "толеитовых" меньшим содержанием SiO_2 , FeO , MgO , CaO , Na_2O .

Базальты фронтальных и тыловых частей островных дуг

Присутствие на Камчатке ряда параллельных вулканических зон, последовательно отступающих в сторону океана, позволяет сравнивать составы базальтов структурных зон, различно удаленных от океана. Породы крайних приокеанических зон Восточной Камчатки представляют собой раннегеосинклинальные, а базальты Центральной Камчатки - позднеорогенные образования.

Сравнение показало значительные различия состава базальтов фронтальных и тыловых зон по содержанию щелочей (табл. 26). Базальты фронтальной (внешней) дуги Кроноцкой зоны содержат K_2O в количестве 0,49% и приближаются к толеитовым базальтам океана. В базальтах тыловой (внутренней) дуги количество K_2O увеличивается до 1,5%. Другие отличия базальтов фронтальной дуги от толеитовых океанических незначительны и заключаются в несколько больших содержаниях (в первых) SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , Na_2O , Fe_2O_3 и меньших содержаниях TiO_2 , FeO , MgO , CaO .

Таблица 30

Средние химические составы (в %) липаритовых
игнимбритов малых объемов (островных дуг и
краевых вулканических поясов)

Компоненты	Островные дуги ¹	Краевые вулканические пояса ²	Средний состав
	n=3	26	
SiO ₂	71,79 ¹	71,82 ²	71,81
TiO ₂	0,25	0,48	0,46
Al ₂ O ₃	14,93	14,25	14,32
Fe ₂ O ₃	0,94	2,07	1,95
FeO	1,86	1,26	1,32
MnO	0,04	0,08	0,07
MgO	0,78	0,73	0,74
CaO	3,35	2,02	2,16
Na ₂ O	3,08	4,03	3,93
K ₂ O	2,63	3,16	3,11
P ₂ O ₅	0,35	0,10	0,13
Сумма	100,00	100,00	100,00

¹Шеймович, 1968.²Бельй, 1969 - 2 анализа; Сахно, 1973 - 24 анализа.

Таблица 31

Средние химические составы (в %) липаритовых игнимбритов больших объ

Компоненты	Восточная Азия			
	Центрально-Чукотский район	Средне-Анадырский район	Охотское побережье	
			Ранний мел	Поздний мел
	n = 10	5	1	4
SiO ₂	74,71 ¹	73,06 ¹	73,77 ¹	75,33 ²
TiO ₂	0,28	0,25	0,21	0,14
Al ₂ O ₃	14,66	14,49	14,53	13,70
Fe ₂ O ₃	1,69	1,56	1,79	0,71
FeO	0,43	0,81	0,39	1,02
MnO	0,04	0,06	0,07	0,04
MgO	0,37	0,46	0,26	0,39
CaO	0,95	1,39	1,16	1,20
Na ₂ O	2,52	3,99	3,46	3,52
K ₂ O	4,28	3,85	4,30	3,89
P ₂ O ₅	0,07	0,08	0,06	0,06
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00

¹Бельй, 1969.²Сперанская, 1961, 1963.

Платобазальты континентов и стабилизированных частей внутренних дуг

Средние составы платобазальтов Тихоокеанского пояса сопоставимы с составами траптов континента. Эти формации очень сходны по химическому составу базальтов.

Платобазальты Камчатки и окраин Азиатского континента (табл. 27) характеризуются в общем неустойчивыми составами, что естественно, если учесть значительные различия геологических обстановок их становления в отношении структуры земной коры, степени ее консолидации и т.д. Среди этой формации здесь присутствуют базальты, андезито-базальты и их щелочные разновидности (см. табл. 22). Особенно значительные колебания наблюдаются в содержаниях SiO_2 , TiO_2 , K_2O и Na_2O , MgO , CaO .

От толеитовых базальтов платобазальты отличаются несколько повышенным содержанием SiO_2 , Fe_2O_3 и значительно большим содержанием K_2O . Количество же FeO , MgO , CaO в них меньше. Это можно объяснить влиянием относительно мощной сиалической коры на состав базальтовой (толеитовой) магмы.

Платобазальты, как указывалось выше, близки по химическому составу к траппам (особенно молодых платформ). По сумме щелочей, например, они почти тождественны (для платобазальтов она составляет 4,46%, для траптов молодых платформ - 4,39%). Различия составов платобазальтов и указанных траптов заключаются в том, что в первых содержится несколько меньшее количество Na_2O и большее K_2O (в платобазальтах - 1,66, в траппах - 1,37% K_2O).

емов в краевых вулканических поясах

Восточная Азия		Америка		
Сихотэ-Алинь	Средний состав	Лассен-Пик	Каскадные горы	Сальвадор
Поздний мел		Плейстоцен		
22	42	14	6	2
73,40 ³	73,87	74,00 ⁴	74,70 ⁴	72,80 ⁴
0,32	0,28	0,20	0,20	0,60
13,67	14,03	14,20	14,30	14,30
1,49	1,48	0,70	1,00	1,30
1,98	1,34	1,30	0,60	0,80
0,06	0,05	-	0,10	0,10
0,52	0,46	0,40	0,30	0,40
1,30	1,22	1,30	1,10	1,90
3,11	3,12	3,70	3,40	3,60
4,15	4,12	4,20	4,30	4,20
Нет свед.	0,03	Нет свед.	Нет свед.	Нет свед.
100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

³ Сахно, 1973.

⁴ Горшков, 1967г.

Таблица 32 (окончание)

Компоненты	Платобазальты континентов и стабилизированных частей внутренних дуг	Андезиты		Трахиллиты	Липаритовые игнимбриты малых объемов		Липаритовые игнимбриты больших объемов
	окраины Азиатского континента и Срединный Камчатский хребет	внутренних вулканических дуг	краевых вулканических поясов	краевых вулканических поясов	островных дуг	краевых вулканических поясов	краевых вулканических поясов
SiO ₂	51,83 ^{6,7}	60,03 ⁸	60,54 ^{9,10}	72,22 ¹¹	71,79 ¹²	71,82 ⁹	73,87 ^{9,13}
TiO ₂	1,57	0,68	0,84	0,39	0,25	0,48	0,28
Al ₂ O ₃	16,08	16,93	17,21	14,41	14,93	14,25	14,03
Fe ₂ O ₃	4,52	2,89	} 7,48	1,52	0,94	2,07	1,48
FeO	6,08	4,39		0,59	1,86	1,26	1,34
MnO	0,13	0,13	0,01	0,10	0,04	0,08	0,05
MgO	6,70	3,19	2,93	0,50	0,78	0,73	0,46
CaO	8,41	6,88	4,86	1,27	3,35	2,02	1,22
Na ₂ O	2,80	3,44	3,30	4,87	3,08	4,03	3,12
K ₂ O	1,66	1,44	2,83	4,13	2,63	3,16	4,12
P ₂ O ₅	0,22	Нет свед.	Нет свед.	Нет свед.	0,35	0,10	0,03
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

¹ Энгель А.Э. Дж., Энгель Ц.Г., 1968.

² Бевзенко, 1971.

³ Купо, 1959.

⁴ Авдейко, Храмов, 1969; данные В.М. Гранника, 1972 г.; Гаврилов, Соловьева, 1973.

⁵ Ротман, Марковский, 1968.

⁶ Вулканы и четвертичный вулканизм Срединного хребта Камчатки, 1972.

⁷ Сборник химических анализов..., 1961; Денисов, 1965; Манушин, 1968.

⁸ Геология СССР, т. 31; Горшков, 1967а; данные В.М. Дуничева, 1972 г.

⁹ Белый, 1969; Сахно, 1973.

¹⁰ Baskina, 1973.

¹¹ Сухов, 1967.

¹² Шеймович, 1968.

¹³ Сперанская, 1961, 1963.

Андезиты внутренних вулканических дуг и краевых вулканических поясов

Андезиты одноименной формации (табл. 28) характеризуются относительным однообразием химического и минералогического составов. Среди них преобладают двупироксеновые разновидности, реже встречаются андезиты, содержащие роговую обманку. Структура пород чаще порфировая, основная масса микролитовая, гиалопилитовая. В основной массе почти всегда содержится стекло, легко замещающееся хлоритом, карбонатами, лейкоксеном, иногда — кварцем, цеолитами и др.

В пределах внутренних дуг химический состав андезитов удивительно устойчив. Андезиты краевых вулканических поясов отличаются от андезитов островных дуг несколько большими содержаниями K_2O , Al_2O_3 и FeO .

Трахилипариты краевых вулканических поясов

Эти вулканические породы, характерные для краевых вулканических поясов, представляют собой крайние щелочно-кислые дифференциаты базальтовой магмы, что устанавливается работами многих авторов, в том числе В.И. Сухова. Отличительной особенностью химического состава трахилипаритов является высокое содержание щелочей и всегда со значительным преобладанием натрия над калием (табл. 29).

Содержание щелочей и кремнезема в этих породах значительно выше, чем в дифференциатах известково-щелочных серий (андезитовая ассоциация), вследствие чего щелочной полевошпат трахилипаритов в базальт-липаритовой ассоциации обычно более богат натрием, чем в известково-щелочных липаритах и дацитах.

Липаритовые игнимбриты малых объемов в островных дугах и краевых вулканических поясах

Эти дифференциаты глубинных (преимущественно андезитовой и отчасти базальтовой) магм развиваются в сравнительно небольших количествах в конце тектоно-магматических циклов (в позднеорогенный этап). В андезитовой формации краевых вулканических поясов (Восточно-Сихотэ-Алиньский, Охотско-Чукотский) постоянно присутствуют игнимбриты кислого и умеренно кислого состава, слагающие быстро выклинивающиеся линзовидные тела, расположенные обычно близ интрузий охотских гранитоидов. Характерным для них является большое содержание (обычно более 30–50%) кристаллокластического материала, среди которого преобладают альбитизированные плагиоклазы, кварц, биотит (обычно замещенный хлоритом, карбонатами и рудными минералами). Присутствуют обломки (гомеогенные включения) полнокристаллических пород кварц-плагиоклазового состава, близких к гранитоидам. Основная масса игнимбритов пепловая, сильно сваренная и обычно полностью перекристаллизованная.

Кроме липаритов, в игнимбритах малого объема часто присутствуют менее кислые породы состава липарито-дацитов, дацитов и кислых андезитов (как, например, в подводных кристаллоигнимбритах миоценовой андезитовой формации бухты Жировой на Камчатке).

Химические составы липаритовых игнимбритов малых объемов во внутренних островных дугах и в краевых вулканических поясах имеют много общего (табл. 30). Главное отличие заключается в значительно большей щелочности игнимбритов краевых поясов. Последние также содержат несколько больше TiO_2 и Fe_2O_3 .

Липаритовые игнимбриты больших объемов в краевых вулканических поясах

Игнимбриты больших объемов отличаются от игнимбритов малых объемов тем, что они развиты преимущественно в районах с континентальным типом земной коры, залегают в виде обширных вулканических плато и характеризуются огромной мощностью вулканических накоплений (нередко превышающей 1000 м). Петрографический состав их более однороден: преобладают породы липаритового и липарито-дацитового состава.

Как видно из табл. 31, липаритовые игнимбриты четырех крупных регионов Восточно-Азиатского краевого вулканического пояса, а также Америки очень близки по химическому составу. В американских игнимбритах несколько выше содержание K_2O и Na_2O , что согласуется с принадлежностью американских ортогеосинклиналей у Тихого океана к окраинно-континентальному типу и соответственно — с большим развитием в них кислых пород, чем в восточноазиатских ортогеосинклиналях океанического типа (см. гл. IV).

Для игнимбритов больших объемов характерно преобладание калия над натрием, высокое содержание SiO_2 , незначительное содержание Fe_2O_3 , CaO , MgO . Этим они отличаются от липаритовых игнимбритов малых объемов, которые имеют натриевый уклон, содержат меньше SiO_2 (в пределах 71,79–71,82%) и больше MgO , TiO_2 , CaO .

* * *

Средние составы типичных вулканических пород Тихоокеанского пояса приведены в табл. 32.

Из всего сказанного в настоящей главе можно сделать следующие выводы.

1. Существенных различий между океаническими и континентальными базальтами нет. Колебания составов базальтов обусловлены в основном различным поступлением из мантии первичных щелочей, процессами дифференциации и взаимодействием базальтовых магм с материалом коры.

2. Представления о существовании самостоятельной высокоглиноземистой базальтовой магмы не имеют достаточного основания. Глинозем высокоглиноземистых типов пород заимствуется из коры или накапливается в особых условиях кристаллизационной дифференциации (за счет кристаллов плагиоклаза).

3. Развитие магматизма в геосинклинальном процессе идет от толеитовых базальтов океана через известково-щелочные серии пород островных дуг к кислым и щелочным породам континента. В некоторых зонах глубинных разломов как в океане, так и на континентах геосинклинальный процесс и соответствующий магматизм не развиваются далее излияний толеитовых базальтов (излияния трапфов, магматизм срединно-океанических хребтов), вероятно, вследствие недостаточной глубинности магмогенерирующих структур.

4. Тип земной коры в вулканических зонах влияет на состав вулкаников как корового, так и мантийного генезиса.

5. При дальнейшем сравнительном изучении химических составов вулкаников различных зон можно получить дополнительные критерии для выделения главных структурных элементов геосинклинальных систем (и складчатых областей).

Древние островные дуги у Тихого океана и проявления этапа островных дуг внутри континентов

Былое существование в Тихоокеанском поясе не только позднемеловых-кайнозойских, но и более древних комплексов островных дуг отмечается многими авторами. Особое внимание им уделил Н.П. Васильковский (1963, 1968).

По Ю.М. Пушаровскому (1972), уже в рифе в Восточной Австралии существовала геосинклинальная зона, включающая глубоководные трюги. Н.А. Богдановым (1966, 1969, 1975) установлено распространение на периферии Тихого океана, от Берингова пролива до Антарктики, палеозойского структурного комплекса, представлявшего собой аналог молодых островных систем. Развитие в Южном Приморье в палеозойское время геосинклинальной системы, близкой к островным дугам, показали работы Н.Г. Мельникова (1973). Существование островных дуг в Сихотэ-Алине, в Нижнем Приамурье, на северном побережье Охотского моря, в Корякском нагорье отмечается Л.И. Красным (Геология Северо-Восточной Азии, 1973), А.И. Кяню (1973), Г.Е. Некрасовым (1971), В.И. Суховым (1967), Г.П. Авдейко с соавторами (Вулканоогенно-кремнистые формации Камчатки, 1974) и другими исследователями. Палеозойский и мезозойский комплексы островных дуг выявляются и на восточных берегах Тихого океана (Штилле, 1964; Кэй, 1955; Ирдли, 1954; и др.).

Проявления этапа островных дуг устанавливаются в складчатых областях и внутри континентов. До последнего времени тенденция резко разграничивать континентальные и океанические структуры, противопоставлять закономерности геологического развития Средиземноморского и Тихоокеанского подвижных поясов не способствовала использованию во внутриконтинентальных складчатых областях знания закономерностей, выявляющихся в молодых островных дугах Восточной Азии. Теперь многие исследователи изменили свои взгляды. А.В. Пейве с другими авторами (1971) опубликовал выводы о несомненной океанической природе зеленокаменных пород внутриконтинентальных складчатых областей. По мнению П.Р. Фогта, Э.Д. Шнейдера, Г.Л. Джонсона (1972), черты сходства Альпийско-Гималайского и Тихоокеанского подвижных поясов (наличие вулканических дуг, развитие ультрабазитов и др.) подтверждают их одинаковое происхождение. Факты, подтверждающие общность основных закономерностей развития Тихоокеанского и Средиземноморского подвижных поясов и примерную синхронность геологических процессов в них, приводятся одним из авторов настоящей работы в специальной статье (Власов, 1976б).

Попытку выяснить основные закономерности развития геосинклиналей, как окраинных, так и внутриматериковых, сделал Ж. Обуэн (1967). Следует отметить, что у Ж. Обуэна был предшественник — Л.Б. Рухин, начавший анализ структур внутриконтинентальных областей (Урал, Тянь-Шань, Казахстан и др.) с позиций закономерностей развития островных дуг. Предварительные результаты его исследований опубликованы в интересной, посмертно изданной статье (Рухин, 1962). Вслед за Л.Б. Рухиным, Ж. Обуэном и другими исследователями существование древних (ордовик) островных дуг устанавливается А.Н. Митчеллом и Х.Дж. Ридингом (Mitchell, Reading, 1971) в Озерном районе Шотландии, а также в Уэльсе и на о-в Ньюфаундленд.

Во внутриконтинентальных складчатых областях все чаще обнаруживаются тектонические элементы, казалось бы, свойственные лишь приокеаническим

областям (участки с корой океанического типа, глубинные разломы с фокусами сверхглубоких, 450–600 км, землетрясений). П.Н. Кропоткин, ссылаясь на М.Е. Артемьева (1963), отмечает, что "Апеннинская дуга и расположенная в ее тылу впадина Тирренского моря с очагами землетрясений на глубине до 200–430 км показывает такую же наклонную зону скалывания и такое же расположение изостатических аномалий противоположного знака, как и островные дуги Тихоокеанского подвижного пояса" (Кропоткин, 1972, с. 55). По Д. Чинковичу и Дж.Д. Хайсу (Ninkovich, Hays, 1972), действующие вулканы Средиземного моря расположены вдоль двух дугообразных структур и пространственно сочетаются с сейсмическими зонами, глубинность землетрясений в которых возрастает к северу (до 200–300 км). В том же направлении увеличивается отношение K_2O/SiO_2 и Rb/SiO_2 . По У. Веттеру (Vetter, 1973), в Западном Средиземноморье имеется зона глубокофокусных землетрясений (соответствующая погружению Африканской плиты под Европийскую), над которой проявляется андезитовый вулканизм. В Восточном Средиземноморье с зоной Бенюфа, наклоненной на север под углом 30° , связана островная вулканическая дуга Коринф – Милос – Санторин.

М.М. Василевский (1973) отмечает, что в пределах Восточно-Средиземноморской и Ирано-Афганской областей имелись двойные, внешние и внутренние дуги, подобные островным дугам Тихоокеанского пояса. Внешние дуги заложившейся в позднем мелу Балкано-Анатолийско-Иранской геосинклинали соответствуют южному стволу Тетиса, т.е. Динарско-Эпилинско-Таврско-Загросской зоне, а внутренние – андезитовому поясу Суббалканско-Среднегорской, Аджаро-Триалетской, Миахано-Зангезурской и Эльбрусской структурно-формационных зон.

Для Ирана соответствие зоны дислокаций Загроса кайнозойской зоне Бенюфа подтверждается увеличением содержания калия в вулканических породах в северном направлении (Jung, Tarkian, 1973).

По А.А. Моссаковскому (1972), внутриконтинентальные пояса орогенного вулканизма по составу пород и структурному положению аналогичны Восточно-Азиатскому краевому вулканическому поясу. Верхнепалеозойский вулканический пояс Евразии развился вдоль границы древнего океана Палеотетиса и располагавшегося к северу континента Северной Евразии. Меридиональные же девонские пояса орогенного вулканизма окаймляли континентальные массивы Восточно-Европейской и Сибирской платформ и располагавшийся между ними древний океанический бассейн. В пределах последнего развивались варисийские эвгеосинклинали, центростремительное замыкание которых (вместе с другими особенностями), как отмечает А.А. Моссаковский, "очень напоминает развитие островных вулканических дуг Зондского архипелага" (Моссаковский, 1972, с. 26).

Сравнение глубинного строения (по геофизическим данным) вулканических поднятий Тихого океана, островных дуг и Альпийской складчатой области привело М.С. Маркова и И.А. Соловьеву (1972) к предположению, что все эти образования составляют непрерывный единый ряд структур, находящихся на разных стадиях развития. К числу общих особенностей глубинных структур островных дуг и молодых средиземноморских складчатых областей относятся следующие: наличие "корней" гор, значительная мощность базальтового слоя, резкое прогибание поверхности Мохоровичича под океаническими желобами и родственными им структурами в альпийских областях, большая мощность вулканогенно-осадочных пород, пониженная упругость вещества базальтового слоя и верхней мантии, четкая линейность поверхностных и глубинных структур и др.

О проявлении структур двойных дуг в Восточных Карпатах писали многие авторы (Лебединский, Шапиров, 1964, 1969; Власов, Василевский, 1963; Власов, 1965; Vleahu et al., 1973; и др.). Сложноскладчатая зона мелового-палеогенового флиша соответствует внешней дуге, Выгсрат-Гутинская вулканическая область – внутренней вулканической дуге. Положение фокальной зоны Бенюфа, наклоненной на юго-запад под углом $50-60^\circ$, определяется по отдельным очагам сейсмичности и реликтам сейс-

мотектонического пояса, имевшего выход на поверхность у Предкарпатского передового прогиба (Лазаренко, 1974). Фокальная зона находилась на глубине 170–200 км под Выгорлат–Гутинской вулканической зоной и соединялась с земной поверхностью Закарпатским глубинным разломом (Науменко, Гончарук, 1973).

Особенно рельефно аналогия общих черт строения Восточных Карпат и Восточно-Азиатских островных дуг рисуется по материалам симпозиума по вулканизму и металлогении в Бухаресте (Symposium..., 1973). Эти материалы при учете геологических особенностей соседних территорий – СССР, Чехословакии и Венгрии, куда протягиваются структуры Восточных Карпат, характеризуют различные структурно-формационные зоны Карпат как бывшие элементы геосинклинальной системы типа островных дуг (табл. 33).

Располагающаяся у Предкарпатского краевого прогиба Внешняя (интенсивно складчатая, с надвигами) зона Карпат с офиолитами (экстерниды) по формационному составу (преимущественно флиш), структуре и металлогении сопоставима с тихоокеанскими внешними дугами. Как и в большинстве тихоокеанских дуг, породы, слагающие Внешнюю зону Карпат, имеют позднемеловой и палеогеновый возраст.

К западу от Внешней зоны Карпат протягивается удлиненный срединный массив древних кристаллических пород. Еще далее к западу, за межгорными депрессиями Чиорхини и Гинк, протягивается неогеновая вулканическая зона Галимани–Гурхин–Харгита, имеющая дальнейшее простираие на запад–северо–запад, в пределы советского Закарпатья и Венгрии. Эта зона сложена преимущественно андезитами с подчиненными количествами более кислых пород, относящихся к известково-щелочной серии. Вулканизм в зоне начался в раннем неогене (панон) и первоначально происходил в подводных условиях, а затем вулканы поднялись в виде цепи вулканических островов. Д.П. Радулеску и другие румынские геологи (Radulescu, 1973a; Radulescu e.a., 1973) относят вулканизм описанной зоны к субсеквентному типу, но, как видно из его характеристики, он тождествен геосинклинальному вулканизму внутренних вулканических дуг. Д.П. Радулеску (Radulescu, 1973b), впрочем, не отрицает принадлежности Восточных Карпат к структурам типа островных дуг и предполагает существование в Восточных Карпатах зоны Беньюфа с поддвигом континента (Европейская платформа) под Карпаты. Он указывает на характерное для островных дуг возрастание содержания калия в породах по направлению к континенту и, в противоположность взглядам Г. Штилле о коровом происхождении вулканитов внутренней зоны Карпат, связывает их с

Таблица 33

Схема последовательности структурно-формационных зон Восточных Карпат

Мезозойды (Т – К ₁)			Собственно альпиды (К ₂ – N)	
Миогеосинклинальная зона	Срединный массив	Эвгеосинклинальная зона	Краевой вулканический пояс	Тыловой прогиб
Северо-Западные Апусени		Юго-Восточные Апусени	Окраины гор Апусени	Трансильванская впадина
(Т ₁ – К ₁)	(байкалиды)	(J – К ₁)	(К ₂ – P)	(К ₂ – N)

глубинным, мантийным источником. Области же распространения базитов, как в собственно Восточных Карпатах, так и в районе гор Апусени, по представлениям Д.П. Радулеску, развились на океанической коре.

С тыловой стороны Карпатских дуг находится Трансильванская впадина — аналог тыловых прогибов тихоокеанских дуг. По очертаниям она похожа на внутренние моря Восточной Азии, а по тектонической структуре, по-видимому, близка к области Охотского моря, представляя собой погруженный кристаллический массив, покрытый поздне меловыми и кайнозойскими отложениями.

За Трансильванской впадиной располагаются мезозойды — складчатая область Апусени с широким развитием триасовых, юрских и меловых образований преимущественно на регенерированных добайкальских, байкальских и герцинских структурах. В области Апусени выделяется внешняя эвгеосинклинальная зона с юрско-нижнемеловыми базитами и ультрабазитами и преимущественно с железо-марганцевой и колчеданной минерализацией (юго-восточный район), а также внешняя миогеосинклинальная зона с терригенно-известняковыми толщами и полиметаллическими рудами (северо-западный район). Обе зоны осложнены выходами небольших кристаллических массивов. С разрывными дислокациями связано формирование поздне меловых-эоценовых осадочных бассейнов, в которых накапливались преимущественно молассы и проявлялись вулканоплутонические процессы с извержениями (нередко игнибритового типа) андезитовых, дацитовых и липаритовых лав и с интрузиями главным образом диоритового и гранит-порфирового состава ("ларамийские банатиты"). Поздние стадии вулканизма характеризовались значительным развитием основных и средне-основных магм. Легко видеть, что вся эта ассоциация "позднесубсквентных" магматических пород представляет собой характерные образования краевого вулканического пояса. Фрагментарность последнего в пределах области Апусени, видимо, обусловлена не только эрозией, но и сложной блоковой структурой, определившей не строго поясовое распределение средне-кислого магматизма, а приуроченность его к отдельным зонам — разломам.

Таким образом, в структурах Восточных Карпат обнаруживается аналогия с островными дугами Тихого океана. Геохронология основных этапов развития дуг Карпат и Тихоокеанского пояса в общем одинаковая: поздне меловые-кайнозойские геосинклинальные системы в Восточных Карпатах (так же, как и у Тихого океана) четко отделены от более ранних, мезозойских систем.

Согласно материалам В.И. Лебединского и А.И. Шалимова (1964; Лебединский, 1969), Крымские геосинклинальные прогибы в мезозое проходили

Собственно альпиды (K₂ - N)

<u>Внутренняя вулканическая дуга</u>	<u>Центральная депрессия</u>	<u>Срединный массив</u>	<u>Внешняя дуга</u>	<u>Краевой прогиб</u>
Галимани-Гурхин-Харгита	Чиорхини		Складчатые Карпаты	Предкарпаты
(N)	(N - Q)	(байкалиды)	(K ₂ - P)	(N) Выход фокальной зоны Бенюфа (с наклоном на юго-запад, т.е. в сторону структур левой части схемы)

стадию островных дуг. Не раннем этапе развития (поздний триас-ранняя и средняя юра) эти прогибы характеризовались спилито-кератофировой и габбро-плагиогранитной формациями, на более позднем (мел) – андезитовой. В байосское время на месте Горного Крыма существовала двойная островная дуга. От Крыма геосинклинальный трог протягивался в прогиб южного склона Западного Кавказа, где в байосе также были островные вулканические дуги.

В Армении выделяются две рудные зоны, протягивающиеся и в пограничных районах Грузии и Азербайджана. Алаверды-Кафанская зона, более приближенная к Главному Кавказскому хребту, характеризовалась в мезозое развитием спилито-кератофировой формации, ультрабазитовых интрузий, колчеданных месторождений. Ее сходство с внешними складчатыми дугами несомненно. Вторая, Памбак-Зангезурская зона, протягивающаяся параллельно первой, отличается развитием более кислых вулканических пород, значительными количествами гранитоидных и монзонитоидных интрузий и присутствием медно-молибденовых, полиметаллических и мышьяково-сурьмяно-ртутных месторождений. Эта зона, представлявшая собой внутреннюю вулканическую дугу, примыкает у г. Еревана к краевому прогибу с соленосными отложениями, за которым, уже на территории Турции и Ирана, протягивается оловяносный вулканический пояс с меловыми и третичными кислыми вулканическими породами. Этот пояс по тектонической позиции близок к краевым: он расположен у окраин молодой складчатой области, вблизи ее сопряжения с Африканской платформой (Магакьян, 1963; Власов, 1965).

А.Л. Книппер (1971) отмечает сходство мезозойской палеогеографической обстановки Малого Кавказа с условиями окраин Азии в зоне перехода к Тихому океану. Здесь имеются аналоги внутренних морей (Куринская впадина) и краевых вулканических поясов. На вероятное существование на Кавказе зон Беньюфа, определявших металлогению и последовательно перемещавшихся с севера на юг, указывает В.И. Смирнов (1974).

Область Рудного Алтая в раннем и среднем девоне, по мнению А.С. Калугина (1970), представляла собой цепь вулканических островов типа внутренних вулканических дуг. По М.К. Иванову (1973), Енисейско-Хатангская платформа окаймлялась в палеозое островными вулканическими дугами.

По мнению П.В. Иванкина и А.П. Шеглова (1971), "офиолитовые эвгеосинклинали" салаирид и каледонид Алтае-Саянской области были аналогами современных глубоководных желобов. Выделяемые этими авторами андезитодиабазовые и андезитодацитовые эвгеосинклинали похожи на внутренние вулканические дуги. Одним из главных элементов составленной ими модели тектоносферы Алтае-Саянской области являются глубинные разломы, по своим особенностям сопоставимые с зонами Беньюфа. Эти глубинные разломы падают под жесткие блоки, на месте которых в начале каледонской эпохи были эпиконтинентальные моря, а позже – "внутригеосинклинальные поднятия". Ареалы андезитовых магм располагаются в висячих боках глубинных разломов в блоках с корой переходного типа. Ареалы липаритовых лав и их коагматов смещены еще далее, в область с корой континентального типа (Иванкин, 1971).

А.А. Абдулин и др. (1966) в пределах Южного Урала, Тянь-Шаня и запада Центрального Казахстана выделяют для среднепалеозойского времени две дугообразные структурно-фациальные зоны, выпуклые к западу и юго-западу. Одна из них – эвгеосинклинальная, другая – миогеосинклинальная. Последняя на востоке граничит с областью каледонской консолидации. В.А. Даргевич, Л.Ф. Мошляк, А.Ф. Попова (1966) в древних структурах Восточного Казахстана выявляют вулканогенно-осадочные образования островных дуг.

Анализ геофизических данных по Казахстану привел Г.Р. Бекжанова, В.Н. Любецкого и Л.Д. Полеву к заключению, что "линейные складчатые структуры, ограничивающие Центрально-Казахстанский срединный массив, имеют много сходных черт со структурами современных островных дуг Тихоокеанского подвижного пояса и могут рассматриваться в качестве древних островных дуг, входящих в Урало-Сибирский подвижный пояс" (Бекжанов и др., 1973, с. 38). По особенностям гравиметрических аномалий выделены глубинные разломы (типа зон Беньюфа), эвгеосинклинальные и миогеосинкли-

нальные зоны. Геосинклинальные пояса вокруг срединных массивов развивались с позднего докембрия до конца палеозоя включительно по типу тектоно-магматических систем современных островных дуг.

Многие исследователи Урала указывают на проявление в его структурах этапа островных дуг (Бородаевская, Шмидт, 1967; Бородаевская, Кривцов, 1974; Дедеев, Султанаев, 1971; Иванов 1969; Каретин, 1968, 1969, 1973; Коротеев, 1969; Наседкин, Старцев, 1969; Нестоянова, 1969; Охотников, 1969; Рухин, 1962; Червяковский, Коротеев, 1964; Яковлев, 1969; Hamilton, 1970; и др.). О возможной связи металлогенических зон Урала с зонами Бенюфа, последовательно смещавшимися с запада на восток, сообщил В.И. Смирнов (1974). Андезито-базальтовая формация, образование которой связано с островными дугами, развита в Ирландско-Крыкитинской, Узункырской, Кумачской, Гумбейской, Буйдинской зонах Южного Урала (Нестоянова, 1969), на Марункеуской и Харбейской площадях Полярного Урала (Охотников, 1969). Широко распространены, по С.Н. Иванову, Г.Ф. Червяковскому и др. (1973), известково-щелочные "островнодуговые" формации вулканитов в главной вулканической зоне северной половины Среднего и южной части Северного Урала.

Особенно отчетливо островные условия вулканизма и сходство вулканических пород с андезитовой формацией восточноазиатских островных дуг (известково-щелочной характер пород, преобладание андезитов, раскисление пород на некоторых участках до дацитов, порфировая структура большинства пород и др.) проявляются в Ирландской зоне. Другая островная вулканическая зона с андезито-базальтовыми и андезито-дацитовыми продуктами существовала (с вие-намора) в крайней восточной части Уральской геосинклинальной области (Валерьяновская зона).

По предположению И.И. Горского и др. (1958), зона вулканических островов с мощными излияниями андезитовых лав располагалась в палеозое в центральной части Тагильско-Магнитогорского синклинория. Присутствие игнимбригов на ряде рудных полей Урала (Червяковский, 1961; Грешнер, 1969; и др.) показывает существование в Главной вулканической зоне Урала островных поднятий. По М.Б. Бородаевской и др. (Геологическое строение Гайского рудного поля..., 1968), рудомещающая толща Гайского колчеданно-полиметаллического месторождения образовалась в обстановке режима островных дуг и должна быть отнесена к андезито-дацитовой формации, весьма перспективной на Урале в отношении руд (Бородаевская, Шмидт, 1967). Мощные толщи пемзовых туфов, распространенные в вулканокупольных поднятиях многих рудных участков Урала (Грешнер, 1969; Каретин, 1969; Червяковский, 1963; и др.), представляют собой, очевидно, как и в Курило-Камчатской дуге, характерные образования островных дуг на ранних этапах их развития.

Анализ геологических условий Урала показывает реальность проявления в этой складчатой области этапа островных дуг. Многие закономерности развития Урала, течение процессов рудообразования становятся понятными при сравнении его структур с молодыми геосинклинальными системами Тихого океана. Все исследователи Урала отмечают преимущественно эвгеосинклинальный характер его восточных областей и миогеосинклинальный - западных. Это согласуется с расположением краевого прогиба на западе, у края Европейской платформы. Восточнее протягивается Уралтауский глубинный разлом с перидотитовым поясом вдоль него, являющийся западной границей эвгеосинклинальной зоны Тагильско-Магнитогорского синклинория. Уралтауский разлом круто падает на запад; другой разлом, ограничивающий эту зону с востока, имеет обратное падение, на восток (Халевин и др., 1969).

Зона Тагильско-Магнитогорского синклинория по составу слагающих ее пород и общим геологическим условиям очень сходна с внешними дугами Восточной Азии (отсутствие под ней "гранитно-метаморфического" слоя, расположение непосредственно у глубинных разломов, преимущественное развитие вулканитов основного состава, большое количество в толщах кремнистых сланцев и яшм, наличие интрузий ультрабазитов, проявление сначала интенсивного натриевого, а на поздних стадиях развития - калиевого метасоматоза,

развитие формации габбро-плагиогранитов, фемический профиль металлогении, очень сложная складчатость пород и др.).

Соответственно с падением пограничных глубинных разломов в направлениях от Тагильско-Магнитогорского синклиория, к западу и к востоку от этой структуры протягивались островные вулканические дуги с преобладанием пород известково-щелочной серии (в частности, андезитов) — аналоги внутренних вулканических зон Восточной Азии (Ирендыкская и Валерьяновская зоны). Судя по непосредственному соседству Ирендыкской зоны с западным (Уралтауским) глубинным разломом, падение последнего более крутое сравнительно с разломом на востоке, где зона андезитового вулканизма значительно более удалена от выхода на поверхность глубинной тектонической зоны. Интересно, что андезитовый вулканизм восточной окраины Урала развился значительно позднее процессов магматизма Тагильско-Магнитогорского синклиория (в конце карбона — начале триаса). Такое запаздывание внутренних вулканических дуг по сравнению с внешними дугами характерно и для молодого структурного комплекса у Тихого океана. Позднее, чем на западе, на Восточном Урале развились также и процессы рудообразования, причем здесь, в противоположность Тагильско-Магнитогорской зоне, преобладают не колчеданные, а колчеданно-полиметаллические месторождения, свойственные сравнительно кислым магматическим породам.

На востоке Уральская складчатая область окаймляется Валерьяновско-Куряминским вулканическим поясом, располагающимся на переработанном герцинскими движениями крае каледонского срединного массива Центрального Казахстана. Комплекс вулканитов этого пояса очень характерен — он включает преимущественно крайние члены базальто-липаритового ряда, именно базальты и липариты. Вулканиты ассоциируются с угленосными отложениями межгорных впадин и местами проявляют повышенную щелочность (калиевую). Еще далее к востоку располагается Тургайский краевой прогиб.

Системы, подобные островным дугам, стали проявляться по крайней мере с рифея. Как отмечает В.А. Кузнецов (1963), комплексы, сходные с островными дугами, проявляются на Горном Алтае с салаирского этапа развития этой территории. По А.А. Предтеченскому (1967), докембрийские и кембрийские вулканы Восточного Саяна располагались на островных грядках. При анализе распределения и истории развития глубинных разломов на территории СССР А.И. Суворов (1973а) обратил внимание на сходство дугообразных и сопряженных с ними овалообразных зон, наблюдающихся на платформах и в рифейско-палеозойских складчатых областях СССР, с современными приокеаническими структурами типа островных дуг. Подобные сопряженные структуры называются А.И. Суворовым на Восточно-Европейской платформе (Балтийско-Украинская дуга и Печерско-Прикаспийский овал), Сибирской платформе (Енисейская дуга и Ангаро-Тунгусский овал), в Казахско-Северо-Тянь-Шаньском районе (Кокчетав-Улугатау-Северо-Тянь-Шаньская дуга и Джунгаро-Балхашская впадина). Эти структуры зародились на субокеанической коре в докембрии и развивались в течение продолжительного времени (более 500 млн. лет), пройдя полный цикл геосинклинального развития и представляя собой на средних этапах характерные островные дуги. В.Е. Ерхов (1974) предполагает существование в протерозойское и раннепалеозойское время Байкальской островной дуги. По Д.И. Мусатову (1973), Приенисейская зона смятия, проявляющаяся крупной магнитной аномалией, протягивающейся параллельно краю Сибирской платформы от широты г. Красноярска до Хатангской возвышенности и далее на Таймыр, — это раннепротерозойская-среднерифейская зона Беньофа. В направлении ее падения, на востоке, располагались цепи вулканов — островные вулканические дуги. На всей площади Западно-Сибирской низменности в это время была океаническая кора.

Можно было бы привести и другие аргументы в пользу былого существования островных дуг внутри континентов, но и сказанное достаточно убедительно показывает существование аналогии в развитии приокеанских и внутриконтинентальных структур.

Молодой притихоокеанский структурный комплекс – модель геосинклинали

Характеристика геосинклинальной модели

Как видно из схемы развития молодой геосинклинальной системы у Тихого океана (рис. 56) и из всего ранее сказанного, ортогеосинклинали представляют собой преимущественно краевые, пограничные образования континентов и океанов. Эвгеосинклинальные зоны развиваются обычно на океанической коре, миогеосинклинальные – на континентальной или коре переходного типа. Поскольку главной предпосылкой развития геосинклиналей является наличие глубинного разлома (или серии разломов), ортогеосинклинали могут образовываться и внутри континентов. В этом случае глубинные разломы при растяжении создают расселины – рифты, вскрывающие и океаническую кору. Раздвижение краев рифтов может образовать или морской или узкий океанический бассейн, в пределах которого возможно развитие эвгеосинклинальной зоны. Для того чтобы рифты преобразовались в эвгеосинклиналь, необходим ряд условий, без которых эти структуры эволюционировать не будут. Одним из важнейших условий является большая глубина магмогенерирующих структур.

Главные элементы геосинклинальной системы, моделью которой служат современные островные дуги, следующие: внешняя дуга (геоантиклинальное поднятие на месте внешнего прогиба) – центральная впадина – внутренняя вулканическая дуга (внутренняя геоантиклиналь) – тыловой (краевой) прогиб – краевой вулканический пояс.

Если в отношении геосинклинальной природы внешних и внутренних дуг мнения исследователей почти единодушны, то тыловые прогибы и краевые вулканические пояса некоторые авторы выносят за рамки геосинклинальных систем. Так, Л.И. Красный (1972) относит их к системам негеосинклинального ряда, а Ю.М. Пушаровский (1972) обособляет в категорию резонансно-тектонических структур. Для этого, на наш взгляд, нет оснований. Среди отложений тыловых прогибов нередко присутствует такая характерная геосинклинальная формация, как флиш. Деля "резонансно-тектонические структуры" на образовавшиеся в геосинклинальную стадию развития, на сформировавшиеся в эпохи становления складчатой области на месте геосинклиналей и на возникающие в поздние фазы развития складчатой области, Ю.М. Пушаровский по существу искусственно разделяет на части общий процесс образования краевых структур геосинклинальных систем.

Эти структуры начинают развиваться вместе с геосинклинальными прогибами. В составе отложений тыловых прогибов и вулканических краевых вулканических поясов молодой геосинклинальной системы у Тихого океана присутствуют породы от верхнемеловых до неогеновых включительно, т.е. того же возрастного диапазона, что и отложения геосинклинальных прогибов. Это естественно, так как развивающийся геосинклинальный прогиб вовлекает в погружение и край прилегающей платформы. Если мы обратимся к классическим краевым прогибам – Предкарпатскому, Прикопетдагскому, Предуральскому, Предаппалачскому и другим, то встретим в них не только отложения, синхронные заключительному этапу развития геосинклинальных зон – молассы, но и более ранние – флишевые, флишвидные и другие образования. Обособление отложений собственно краевого прогиба делается Ю.М. Пушаровским и другими авторами

в большинстве случаев искусственно. Вместо того чтобы различать стадии развития краевых структур, исследователи относят эти стадии к различным типам окраинных структур – перикратонным, перигеосинклинальным и прочим прогибам.

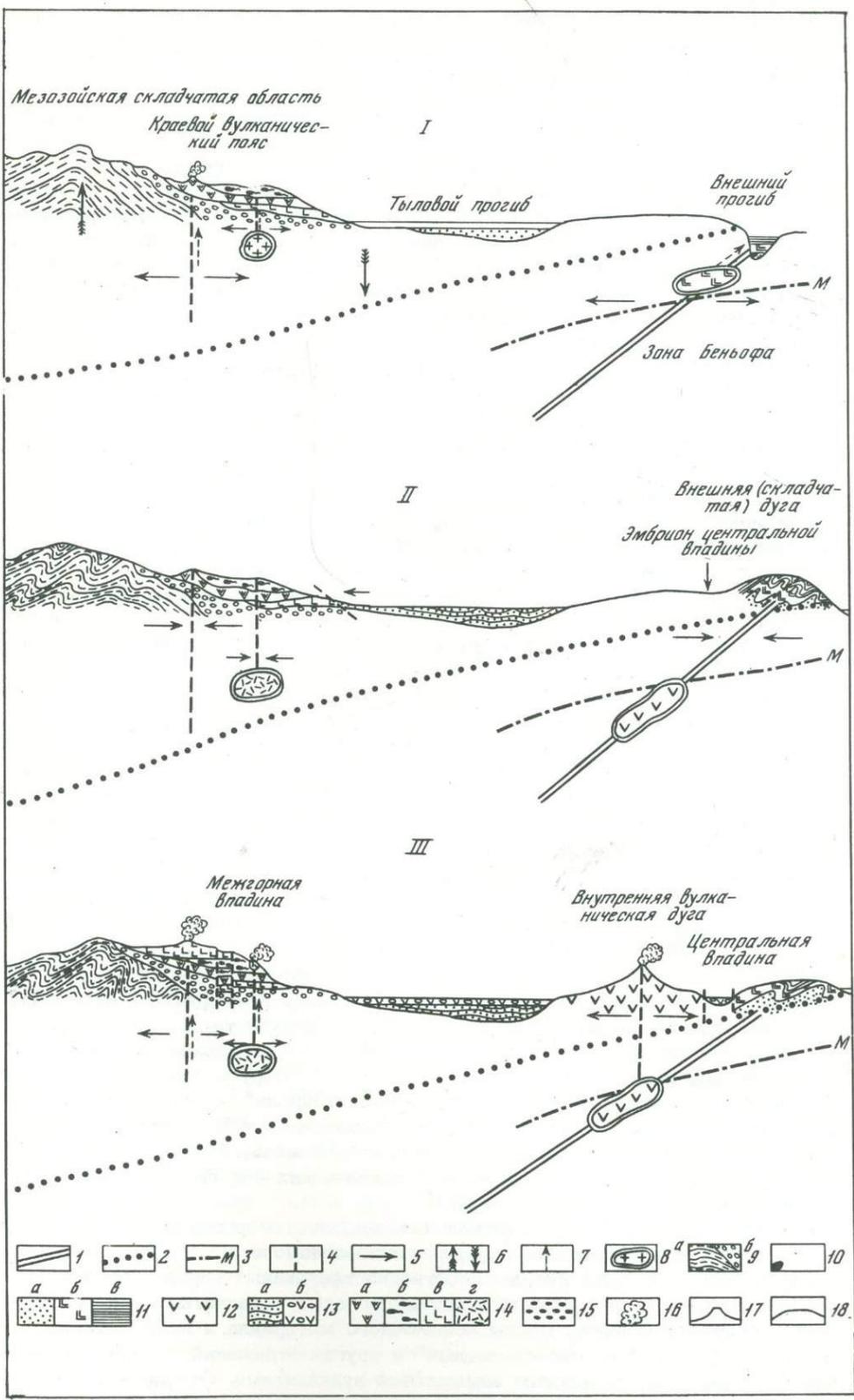
Термин “краевой (тыловой) прогиб” используется нами применительно к любому краевому прогибанию, пограничному между платформами (срединными массивами) и геосинклиналями. В развитии подобных прогибов обычно выделяются три стадии: 1) синхронное опускание геосинклинали и окраины платформы, создающее на краю платформы краевые впадины; 2) подъем геосинклинальной (складчатой) области и опускание краевой зоны – образование компенсационных (предгорных) или собственно краевых прогибов; 3) дифференцированные движения как в складчатой области, так и в зоне прогиба, обуславливающие развитие краевых межгорных впадин (Громов, 1963; Власов, 1969). Таким образом, собственно краевыми прогибами мы называем компенсационные прогибы поздней стадии. Большие мощности отложений тыловых прогибов молодой геосинклинальной системы у Тихого океана (нередко 10 тыс.м) при преобладающем молассовом составе отложений, присутствие среди них морских образований, в том числе молассовых, флишевых и флишеидных, увеличение мощности отложений и усложнение их структуры в сторону эвгеосинклинальных прогибов вместе с сокращением мощности и моноклинальным пологим залеганием пород в противоположном направлении (у стабилизированных складчатых областей), проявления угленосности и нефтеносности – все это не противоречит отнесению тыловых прогибов притихоокеанских геосинклинальных систем к категории краевых прогибов.

Признание миегеосинклинальных зон, окаймляющих молодые эвгеосинклинали Тихого океана, комплексом тыловых прогибов, связанным с общей геосинклинальной системой, все чаще и чаще встречается в научной литературе. Сначала такое утверждение (Алексейчик, 1954; Власов, 1964а) встречалось с недоверием; в последние же годы появились подтверждающие это положение работы, например, Е.Н. Меланхолиной (1973). Исследования Е.Н. Меланхолиной, по существу, показали и правильность нашей методики по сопоставлению и районированию вокругтихоокеанских структур: “наметилось удивительное сходство ряда структур, расположенных в Тихоокеанском кольце на больших расстояниях одна от другой. Такое сходство создает основу для типизации

Рис. 56. Главные стадии развития геосинклинальной системы у Тихого океана

I – стадия развития прогиба внешней дуги (в условиях преимущественного растяжения); II – стадия формирования мантийных очагов андезитовой магмы и коровых очагов трахилипаритовой магмы (в условиях общего сжатия), интенсивная складчатость отложений внешних прогибов, прекращение поверхностных вулканических процессов; III – стадия роста внутренней геоантиклинальной вулканической дуги (в условиях преимущественного растяжения)

1 – зона Беньофа; 2 – нижняя граница континентальной (и переходного типа) коры; 3 – нижняя граница океанической коры; 4 – глубинные разломы (трещины растяжения); 5 – направления растягивающих усилий; 6 – общие поднятия и опускания; 7 – пути подъема магмы; 8 – магматические очаги (гранитоидной и других магм); 9 – мезозойские складчатые отложения: а – собственно геосинклинальные формации, б – орогенные молассы; 10 – ультрабазиты; 11 – отложения внешних прогибов: а – песчано-сланцевая формация, б – спилито-диабазовая серия формаций, в – флиш; 12 – вулканы внутренней дуги (геоантиклинали); 13 – отложения краевых прогибов: а – морская (нефтеносная) и континентальная (угленосная) молассы, б – вулканогенная моласса; 14 – вулканы краевого вулканического пояса: а – трахиандезитовая формация, б – игнимбитовая формация, в – платобазальты, г – трахилипаритовая формация; 15 – отложения межгорных впадин; 16 – субаэральная вулканическая деятельность; 17 – андезитовые стратовулканы; 18 – базальтовые щитовидные вулканы



приматериковых структур" (Меланхолина, 1973, с. 23) И далее: "сходство разрезов разных прогибов свидетельствует об общности условий осадконакопления на большей части периферии Тихого океана в меловое и кайнозойское время" (там же, с. 157).

Американские геологи (Ф. Кинг и др.) более широко и, как нам кажется, правильно понимают миогеосинклинальные зоны, относя к миогеосинклинальным зонам краевые прогибы и сложно дислоцированные на платформенные отложения большой мощности, окаймляющие с внешней стороны эвгеосинклинальную зону. Отложения эти обычно сложены в линейные складки с надвигами; в формационном отношении они несут черты, с одной стороны, платформенных, с другой — геосинклинальных образований. Подобные отложения, часто образующие относительно геоморфологически приподнятые структуры, широко распространены в палеозойских и более молодых геосинклинальных системах (Аппалачи, западный склон Урала, Скалистые горы и др.).

А.Л. Яншин также рассматривает краевые прогибы в составе миогеосинклинальной зоны, что видно из его следующего высказывания: "Миогеосинклинальные зоны с преимущественно карбонатными или терригенными формациями, которые иногда похожи по составу пород на платформенные и отличаются от них главным образом большими мощностями и последующей складчатостью, в среднем и верхнем палеозое типично развиты только вдоль краев древних платформ" (Тектоника Евразии, 1966, с. 432).

По меньшей мере часть рассматриваемых отложений сформировалась в морских бассейнах — аналогах окраинных морей современной геосинклинальной системы Восточной Азии. Отделение их от миогеосинклинальной зоны было бы слишком формальным подходом. Вообще в большинстве случаев миогеосинклинальная зона геосинклиналей развивается на окраинах платформы, вовлеченных при развитии геосинклиналей в опускание. Поэтому краевые прогибы (включая и "перикратонные опускания") практически нельзя отделить от миогеосинклинальной зоны — они составляют ее главную часть.

В отношении критериев выделения эвгеосинклинальных зон исследователями предлагаются различные варианты. Ю.М. Пушаровский (1972), например, предлагает выделять эв-, микто- и миогеосинклинали в зависимости от индекса вулканизма, отражающего длительность проявления вулканического процесса в ходе развития геосинклиналей. Миогеосинклинали предлагается делить на два типа: без гранитоидного магматизма и с гранитоидным магматизмом. Недостаток этой классификации — отвлеченность ее от типов вулканических зон и характера вулканизма. Между тем понятие "эвгеосинклиналь" подразумевает обязательные проявления начального раннегеосинклинального магматизма (Кэй, 1955). К эвгеосинклиналям Ю.М. Пушаровский относит и зоны с продолжительным наземным вулканизмом, хотя развитие этого вулканизма связано уже не с собственно геосинклинальным, а с орогенным этапом. Как примеры эвгеосинклиналей им приводятся разнородные структуры с вулканитами различного состава, например Центральная Кордильера (внутренняя вулканическая дуга) и Восточная Кордильера (краевой вулканический пояс) Перу и Эквадора. Избежать подобной неопределенности термина "эвгеосинклиналь" можно, если различать в геосинклинальных системах четко обособляющиеся типы вулканических зон, особенности которых отображены в табл. 34 (Власов, 1964б, 1972). Из охарактеризованных в таблице типов вулканических зон лишь первый и второй принадлежат эвгеосинклинальной зоне.

Некоторые части эвгеосинклинальных зон, например центральные впадины, выполняются преимущественно вулканогенно-обломочными и туфогенно-осадочными породами и почти лишены собственно эффузивных пород. Внешние прогибы, располагающиеся у горных поднятий молодых складчатых областей, естественно, содержат большие массы обломочного материала в виде граувакковой формации, флиша, "песчано-сланцевых" и других отложений, которые лишь местами частично или полностью замещаются вулканитами. Отдаленная терригенно-кремнистая формация — почти обязательный член эвгеосинклиналей внешних дуг — может не содержать вулканитов. При применении формальной классифи-

Таблица 34

Типы вулканических зон геосинклинальных систем у Тихого океана

Характеристики	Вулканические зоны внешних дуг	Вулканические зоны внутренних (андезитовых) дуг	Краевые вулканические пояса		
			азиатский подтип	американский подтип	австралийский подтип
Местоположение	Непосредственно у океана	Переходная область от океана к континенту	Край континента		Окраинная часть континента
Тип земной коры	Океаническая	Переходная	Континентальная		Континентальная, очень мощная
Магматические очаги	Глубинные, мантийные	Преимущественно глубинные, мантийные (в фокальной зоне)	Частично глубинные, мантийные, частично коровые		Преимущественно глубинные
Каналы, выводящие вулканы на поверхность	Наклонные разломы фокальных зон	Вертикальные трещины растяжения	Разломы у границ разнородных структур		
Условия сжатия - расширения	Раскрытие разломов в эпохи расширения	Образование расколов в эпохи расширения	Формирование очагов в эпохи сжатия, развитие открытых трещин при расширении		Образование расколов в эпохи расширения
Условия вулканизма	Подводные извержения	Островные (частично подводные, частично субаэральные) извержения	Субаэральные извержения		
Наиболее распространенные вулканогенные формации	Спилито-кератофировый комплекс формаций	Андезит-плагиолипаритовая серия формаций, вулканогенная моласса	Базальт-трахиандезит-игнимбритовый комплекс формаций		Базальтовая

Таблица 34 (окончание)

Характеристики	Вулканические зоны внешних дуг	Вулканические зоны внутренних (андезитовых) дуг	Краевые вулканические пояса		
			азиатский подтип	американский подтип	австралийский подтип
Интрузии	Габбро, диабазы, плагиограниты, ультрабазиты	Диориты, гранодиориты	Гранодиориты, граниты (субинтрузивные и сравнительно небольшие гипабиссальные тела)	Гранодиориты, граниты (огромные "батолиты")	Долериты, микрогаббро
Сопутствующие вулканогенно-осадочные формации	Кремнисто-сланцевая, флишевая	Туфовый (гиалокластитовый) флиш, туфодиазомитовая)	Туфогенно-угленосная (межгорных впадин)		
Преобладающий характер постмагматических газогидротермальных процессов	Альбитизация, хлоритизация, пренитизация и другие зеленочаменные изменения	Пропилитизация, образование высококремнеземных вторичных кварцитов, сольфатарная аргиллизация	Щелочной метасоматоз, скарнирование, грейзенизация, образование высокоглиноземистых вторичных кварцитов		Изменения в общем незначительны
Преимущественный состав руд	Колчеданные и колчеданно-полиметаллические, хром, никель, железо, марганец	Пропилитовый рудный ряд (Cu, Mo, Zn, Pb, Hg, Sb, S), порфировые медные и медно-молибденовые руды	Олово-полиметаллические, вольфрамовые, сурьмяные, ртутные	Полиметаллические, порфировые медные	?
Примеры	Восточная Камчатка и пояс Симапто (Северо-Восточная Япония)	Центрально-Камчатская вулканическая зона, хр. Барисан (Южная Суматра)	Восточно-Сихотэ-Алинский пояс	Фронт Рандж (США)	Восточно-Австралийский пояс

кации Ю.М. Пушаровского внешние прогибы, располагающиеся непосредственно над глубинными разломами, могут быть отнесены к микто- и даже к миогеосинклиналям. Так, В.Е. Хаин и Ю.М. Шейнманн отмечали, что "между вулканическими (внешними. - Г.В.) дугами и миогеосинклиналями так же, как между вулканическими внутренними дугами и эвгеосинклиналями, существует аналогия" (Хаин, Шейнманн, 1960, с. 22). В. Гамильтон (Hamilton, 1970) тоже относит к миогеосинклинальным зонам как тыловые внутренние моря (foreland basin), так и фронтальные зоны на краю континента у выхода зоны Бенъ-офа, т.е. внешние дуги благодаря расположению непосредственно у крупнейшего тектонического шва обычно содержат много магматических пород основного и ультраосновного состава и не могут быть отделены от эвгеосинклинальной зоны. Прогибы, на месте которых возникают эти дуги, - типичные эвгеосинклинальные; их отложения, почти нацело сложенные обломками вулканитов, у разломов замещаются лавами, туфами, ультрабазитами и интрузивами другого состава. Как раз во внешних дугах развивается начальный вулканизм (спилито-кератофировый комплекс формаций), а вулканическими они иногда называются лишь из-за отсутствия современных вулканических проявлений.

В общем можно согласиться с Ф. Кингом (1972) и Р. Трюмпи (Trümpy, 1960), что вулканизм не может служить единственным критерием для отличия эвгеосинклиналей от миогеосинклиналей. Различия между этими зонами не столько количественные, как считают Ю.М. Пушаровский (1964) и М.В. Муратов (1967), сколько качественные. Зоны наиболее рельефно отличаются формационными рядами. Р. Трюмпи указывает, что триасовые Доломитовые горы служат хорошим примером миогеосинклинальных отложений с вулканическим материалом, а формация бупднершифер области Пратига - эвгеосинклинальных без вулканитов. Флиш, даже если он и не сопровождается вулканитами, по условиям рельефа, подвижности и прочим особенностям областей его накопления приближается, по мнению Р. Трюмпи, к настоящим эвгеосинклинальным образованиям.

Чтобы правильно выделять эвгеосинклинальные зоны, нужно учитывать особенности их различных подзон. Внешним прогибам свойственны проявления ультрабазитов, развитие спилито-кератофирового комплекса формаций, граувакк и флиша. Интрузии в них представлены преимущественно габбро-плагиогранитовой формацией. Эти прогибы являются приближенной к океану (приокеанической) подзоной эвгеосинклинальной зоны.

К эвгеосинклинальной зоне относятся также геантисинклинали внутренних вулканических дуг с андезитом-плагиолипаритовой и андезитом-игнимбритовой сериями формаций, проявлениями в поздние стадии развития вулканогенных моласс, развитием диоритовых интрузий. Они составляют приближенную к материке (приматериковую) подзону эвгеосинклинальной зоны.

Наконец, между отмеченными подзонами располагается центральный прогиб, отложения которого (преимущественно граувакки) почти нацело состоят из вулканогенно-обломочного материала, содержат некоторые количества потоков вулканитов, но характеризуются в общем небольшими количествами интрузивных и эффузивных пород. Эта промежуточная подзона эвгеосинклинальной зоны может именоваться средней.

Миогеосинклинальные зоны также не являются однородными образованиями. Элемент субъективности при выделении эвгеосинклинальных и миогеосинклинальных зон вносит различия в понимание зон с проявлениями орогенного гранитоидного магматизма. Некоторые исследователи, например Г.А. Твалчрелидзе (1972), относят их к эвгеосинклиналям. Большинство же авторов - А.А. Богданов (1965), А.Л. Яншин (Тектоника Евразии, 1966), В.Е. Хаин (1973), Е.А. Радкевич (1970) и др. - допускают проявления гранитоидного магматизма в миогеосинклиналях и даже считают, что крупные гранитоидные интрузии сосредоточиваются именно в мощных терригенных и карбонатных толщах миогеосинклинальных зон. Последняя позиция кажется правильной, так как спорные зоны с гранитоидным магматизмом не обладают ни одним из основных признаков эвгеосинклиналей - в них отсутствует начальный вулканизм (спили-

Таблица 35

Особенности различных зон молодых геосинклинальных областей у Тихого

Характеристики	Эвгеосинклинальная зона		
	Подзоны		
	Приокеаническая	Средняя	Приматериковая
Положение в геосинклинальной системе	Внешний прогиб (океанический желоб)	Центральный прогиб (впадина)	Внутренняя вулканическая дуга
Отношение к платформе	Вне платформы	Вне платформы	Вне платформы
Вулканогенные формации	Спилито-кератофировый комплекс формаций	Почти нет (аллохтонные, вулканомиктовые отложения межгорных впадин)	Андезит-плагиолипаритовый и андезит-игнимбритовый комплексы формаций
Вулканогенно-осадочные и осадочные формации	Граувакковая, флиш	Граувакковая и флишоидная формации, вулканогенная моласса	Вулканогенная моласса
Интрузии	Ультрабазиты, габбро-плагиограниты	Почти нет	Диориты, гранодиориты
Характер дислокаций пород	Крутые линейные складки с опрокидыванием и надвигами в сторону океана	Пологая мульда, разбитая разломами	Пологие складки с большим числом разломов, горсто-грабенные структуры
Сейсмичность	Очень сильная	Сильная	Значительная
Тип земной коры	Океанический	Переходный	Переходный
Минерагения	Колчеданные и колчеданно-полиметаллические руды, хром, платина, титан, ванадий	Бурые железняки, угли, нефть, бентонитовые глины	Пропилитовый рудный ряд (медь, молибден, цинк, свинец, золото и серебро, мышьяк, сурьма, ртуть, сера)

то-кератофировый комплекс формаций), они размещаются в приматериковой, а не в окраинной (приокеанической) части геосинклинальной области и т.д. Лучшим выходом, по-видимому, является не огульное включение областей с гранитоидным магматизмом в эвгеосинклинальные зоны, а выделение двух типов миогеосинклиналей: а) без гранитоидного магматизма (иногда с проявлениями небольших интрузий субщелочных и щелочных пород), б) с гранитоидным магматизмом.

Еще одно обстоятельство мешает четкому выделению эвгеосинклиналей — это существование у геосинклинальных областей вулканогенного окаймления:

Миогеосинклинальная зона		Вулканогенальная зона
Баз гранитоидов	С гранитоидами	
Тыловой (краевой) прогиб, включая внутренние моря		Краевой вулканический пояс
Частично - наплатформенные образования		Обычно - край платформы (или субплатформы)
Вулканогенная моласса	Андезит-диоритовая, липарит-гранитная вулканоплутонические ассоциации	Базальт-трахиандезит-игнимбритовый комплекс формаций
Туфогенный флиш, кремнисто-диатомито-опоксовая формация, морская и континентальная молассы		Отложения межгорных впадин (континентальная моласса)
Щелочные и субщелочные	Гранитоидные	Диориты, гранодиориты, граниты
Пологие складки с разломами; у границы с эвгеосинклинальной зоной - крутые складки, надвиги (на платформу)		Пологие сводообразные складки, многочисленные разломы
	Слабая	Слабая, местами значительная
Переходный и континентальный		Континентальный
Угли, нефть, диатомиты, бентонитовые глины	Руды, угли, нефть	Олово-полиметаллические месторождения, золото и серебро, вольфрам, угли

краевых вулканических поясов с вулканоплутоническими формациями. Они нередко также причисляются к эвгеосинклиналям, хотя не обладают присущими эвгеосинклиналям особенностями. Краевые вулканические пояса, очевидно, лучше выделять на тектонических картах наравне с эвгеосинклиналями и миогеосинклиналями как специфические пограничные зоны, связанные с геосинклинальным развитием. Можно предложить для них наименование "вулканогенальная зона".

В табл. 35 суммированы особенности различных зон и подзон геосинклинальных областей.

Видоизменения геосинклинальной модели (типы ортогеосинклиналей)

Все ортогеосинклинали связаны с глубинными разломами. Это положение вряд ли вызовет у кого-либо возражение. Именно у пересечения таких разломов с астеносферными слоями находятся зоны разуплотнения мантии — источники магм. Сложные взаимоотношения зон глубинных разломов и земной коры вызывают видоизменения тектоно-магматических систем (тектоносфер), определяющих развитие ортогеосинклиналей. Главные факторы, обуславливающие тот или иной характер тектоносферы, — глубина разломов и тип земной коры. Последний в значительной степени зависит от положения геосинклинальной системы по отношению к континентальным массивам. Соседство с континентами обуславливает особенности развития и структуры ортогеосинклиналей. Под континентами магмогенерирующий астеносферный слой находится на большей глубине, чем под океанами. Увеличение мощности коры, по-видимому, влияет на крутизну сверхглубинных разломов — зон Беньофа. Нахождение геосинклинальной системы у края континента или между двух континентов определяет их асимметричное или симметричное строение. Близость континента способствует быстрому выполнению краевых прогибов обломочным материалом и более раннему "созреванию" геосинклинальной системы.

По указанному признаку ортогеосинклинали можно разделить на следующие основные генетические типы:

- 1) океанические (восточноазиатский тип),
- 2) окраинно-континентальные (андийский тип),
- 3) межконтинентальные (средиземноморский тип),
- 4) внутриконтинентальные (уральский тип),
- 5) континентально-блоковые (алтае-сааянский тип).

Несколько особняком стоят околосредиземноморские паралигагеосинклинали (атлантический тип) с очень небольшим содержанием магматических пород, т. е. уже не входящие в группу собственно ортогеосинклиналей, хотя они и связаны с границами континентальной и океанической земной коры (Хаин, 1973).

Океанические ортогеосинклинали (восточноазиатский тип)

Это самый распространенный и, по-видимому, наиболее примитивный генетический тип геосинклинальных систем — типичная модель геосинклиналей вообще (см. рис. 56). Действительно, элементы этой модели в той или иной мере проявляются во всех других генетических типах. Схема глубинного строения Приохотских геосинклиналей по геофизическим данным давалась П. Ф. Иванкиным, Э. Э. Фотиади, А. П. Шегловым (1970). Отчетливо выделяются особенности этого типа геосинклинальных систем: дугообразная форма, четкое зональное расположение различных структурных элементов; общая асимметричность строения с последовательной сменой в сторону океана более древних складчатых комплексов более молодыми.

Кажущаяся "пестрота" морфологии островных дуг Тихого океана — следствие не столько различий тектонических условий их формирования, сколько результат присутствия здесь геосинклинальных систем в тех или иных стадиях их развития: от одиночных дуг с эмбриональными геосинклинальными прогибами — океаническими желобами до почти полностью сформированных молодых складчатых областей. В некоторых случаях вариации морфологии островных дуг обуславливаются местными тектоническими и геоморфологическими причинами. Так, если силы растяжения будут недостаточны для образования вертикального разлома, соединяющего очаги андезитовой магмы с поверхностью, то внутренняя вулканическая дуга не образуется. В других случаях впечатление одиночной дуги может возникнуть при абразии геоантиклинали внешней дуги до состояния подводного хребта.

По ширине и мощности отложений значительно варьируют тыловые прогибы океанических ортогеосинклиналей. Среди них выделяются две основные модификации: а) узкие протяженные прогибы (например, Западно-Сахалинский) и б) широкие изометричные с краевыми морями (Охотское, Японское и др.). Заполнение осадками центрального (междугового) и тылового прогибов превращает двойную островную дугу в обширные площади суши, которые могут быть уже отнесены к молодым складчатым областям. Подобный переход хорошо проявлен в Курило-Камчатской дуге. Последовательное расширение площади суши в этой дуге, сопровождающее постепенную стабилизацию геосинклинальной системы, может быть прослежено по постепенному омоложению угленосных отложений Западно-Камчатского тылового прогиба в юго-западном направлении.

Особенности вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций островных дуг Тихого океана охарактеризованы в предыдущих главах. Для металлогении океанических ортогеосинклиналей наиболее характерно развитие руд, связанных со средне-основным, особенно андезитовым, магматизмом.

Одним из интереснейших вопросов развития океанических геосинклинальных систем является последовательное (по мере формирования сиалической коры) выполаживание зон Беньофа. Это выполаживание может обуславливать расширение ареала магматизма (с образованием очень широких краевых вулканоплутонических поясов). Этим же выполаживанием сейсмических зон может быть объяснено быстрое продвижение в глубь континентов тыловых геосинклинальных структур, как, например, на западе США в позднемеловое время, когда тыловые прогибы распространились от Кордильер до современного местонахождения Скалистых гор, а общая ширина вулканоплутонического пояса местами превысила 2000 км. Д. Е. Кариг (Karig, 1971) с выполаживанием зон Беньофа связывает образование краевых глубоководных впадин.

Окраинноконтинентальные ортогеосинклинали (андийский тип)

Геосинклинальные системы этого типа выделены А. Митчелом и Х. Ридингом (Mitchell, Reading, 1971), П. Липманом и др. (Lipman et al., 1972) под наименованием окраинноконтинентальных систем дуг ("continental margin arc systems"). Они развиваются непосредственно вдоль края континента с мощной континентальной корой. Главные особенности их: относительная прямолинейность и небольшая ширина комплексов структур при большой протяженности (этой закономерности подчиняются и интрузии гранитоидов, обычно очень длинные и узкие), развитие протяженных краевых прогибов, обилие кислых магматических продуктов при пониженной роли базитов и ультрабазитов, преобладание руд, свойственных областям с андезитовым и "сиалическим" профилем (медные и медно-молибденовые порфировые, полиметаллические, золото-серебряные, ртутные, серные и др.).

На месте геосинклинальной системы подобного типа сформировались Анды. Анализ структур этой горной страны и прилегающих районов показал возможность выделения и здесь основных элементов океанических ортогеосинклиналей. Так, на широте Боливии с востока на запад, по направлению к океану, выделяются: тыловой (краевой) прогиб Альтиплано; краевой вулканический пояс с большим количеством кислых вулканитов, в пределах которого располагается рудный район Потоси-Оруро; Западно-Андийский вулканический пояс (Главная Кордильера Чили - Западная Кордильера Перу) - аналог внутренних вулканических дуг. По П. Липману и др. (Lipman et al., 1972), вулканиты Анд (щелочные андезиты с большими объемами риолитовых игнимбритов) представляют собой андезитовую ассоциацию, в петрологическом отношении переходную от известково-щелочных пород островных дуг к более щелочным вулканитам внутриконтинентальных площадей. Большое количество риолитов здесь объясняется значительной мощностью и континентальным характером нижележащей коры. Аналоги же внешних дуг, хорошо выделяющиеся в крайней южной части

континента (Патагонские Анды), в более северных районах Южной Америки проходят, по-видимому, за пределами береговой линии. В колумбийских Андах аналоги внешних дуг опять появляются в пределах континента (Восточная Кордильера).

Особенности структуры Анд П.Ф. Иванкин, Э.Э. Фотиади и А.П. Шеглов (1970) объясняют "стволовым" характером модели тектоносферы, т.е. крутым наклоном зоны Беньофа. Многие особенности Анд действительно хорошо объясняются крутизной зоны Беньофа. Модель эта, однако, не совсем точно передает особенности описываемого типа геосинклинальных систем. Возможно, что особенности геосинклинальной системы Анд обусловлены не крутизной зон Беньофа, а другими причинами, именно: 1) значительно большей, чем у восточного края Азии, величиной напряжений сжатия у западного края Американского континента (отсюда — узость и относительная прямолинейность структур) и 2) расположением геосинклинальной системы непосредственно на краю материка с мощной континентальной корой (до 60 км и более), что обусловило большие объемы кислых магматических пород.

Межконтинентальные ортогеосинклинали (средиземноморский тип)

Геосинклинальные системы этого типа формировались преимущественно в морских бассейнах между двумя континентами, и, по-видимому, лишь во время заложения геосинклинальных прогибов там относительно короткое время существовали глубоководные (океанические) условия.

Расположение геосинклиналей между двумя крупными материками с континентальной корой обусловило следующие особенности геосинклинальных систем этого типа: 1) относительную быстроту заполнения осадками геосинклинальных бассейнов и общую узость складчатого пояса; 2) сложную конфигурацию дуг в плане; 3) частую регенерацию новых геосинклинальных систем на более древних складчатых структурах; 4) иногда андезитовый, а не базальтовый магматизм начальных стадий развития регенерируемых геосинклиналей вследствие влияния нижележащей сиалической коры (внешние дуги Балкан, Восточной Европы, Малого Кавказа)¹; 5) полное выпадение местами не только базальтов, но и средне-основных членов раннегеосинклинальных магматических комплексов, проявление начального магматизма лишь в виде внедрений ультрабазитов вдоль глубинных разломов (например, в Восточных Карпатах); 6) двустороннюю симметрию структур; 7) интенсивную складчатость с развитием надвигов и покровов.

Несмотря на эти особенности, в структурах межконтинентальных ортогеосинклиналей и развивающихся из них складчатых областей сохраняются все основные элементы, свойственные океаническим ортогеосинклиналям.

Краевые вулканические пояса межконтинентальных геосинклинальных систем при сходном составе пород (с поясами в океанических ортогеосинклиналях) и почти тождественной металлогении имеют несколько иное морфологическое выражение. При общей сильной раздробленности сиалического фундамента межконтинентальных геосинклиналей вулканические зоны часто не сливаются в общий пояс, а пронизывают складчатую область в различных направлениях, давая в местах пересечения крупные узлы с вулканоплутоническими структурами. Характерным примером могут служить ларамийские магматические зоны гор Апусени в Румынии, развившиеся на сопряжении раннеальпийских, по существу

¹ В некоторых случаях сиалический состав субстрата геосинклиналей вызывает быструю смену начальных базальтовых излияний проявлениями относительно кислых палингенных магм. Так, в северной части Тетиса (зона Myres) сиалическое основание обусловило, по исследованиям Х. Саву (Savu, 1973), смену глубинных толеитовых магм более кислыми магматическими продуктами уже в ранней стадии развития геосинклинальных прогибов.

мезозойских (триас-нижний мел), и позднеальпийских структур. Обилие разломов в межконтинентальных структурах фиксируется и в позднеорогенную стадию (кайнозой) образованием большого числа межгорных впадин с проявлениями кислого и базальтового вулканизма. Подобные впадины развиваются и в орогенных структурах океанических ортогеосинклиналей, но там они более правильно ориентированы вдоль основных разломов (например, в Восточно-Сихотэ-Алинском вулканическом поясе - вдоль северо-восточных и широтных).

Металлогения геосинклиналей этого типа принципиально та же, что и океанических геосинклиналей, с несколько меньшим содержанием руд, связанных с ранним базитовым магматизмом и большим развитием руд, свойственных ультрабазитам. Как и в океанических ортогеосинклиналях, здесь наиболее рельефно проявлены руды, свойственные андезитовому магматизму внутренних дуг. Особенности формирования межконтинентальных складчатых областей, естественно, обуславливают видоизменение геологических условий проявления рудных формаций. Так, в условиях мощной сиалической коры Узбекистана раннеорогенная рудная формация зеленых туфов, по-видимому, размещается там не в андезитах, а в более кислых вулканитах, преимущественно липаритового состава.

Внутриконтинентальные ортогеосинклинали (уральский тип)

К этому типу относятся специфические геосинклинальные системы, располагающиеся внутри континентов. Их заложение было связано с рифтообразованием, обусловившим интенсивный базитовый вулканизм и морские (вероятно, океанические) условия эвгеосинклинального бассейна. Наиболее характерным примером таких систем является Урал.

Особенности Уральской геосинклинали давно отмечались многими исследователями. К их числу относятся: "линейная" форма, сравнительно небольшая ширина при огромной протяженности, хорошо сформированный краевой прогиб на западе при отсутствии или слабом развитии такового на востоке, большое развитие базитового и ультрабазитового магматизма и руд фемического профиля, неполная двусторонняя симметрия, полицикличность развития, последовательное перемещение тектоно-магматических процессов по простиранию системы и др.

Несмотря на своеобразие Уральской геосинклинальной системы в ней, как указывалось выше, довольно отчетливо выделяются структурные элементы, свойственные океаническим геосинклиналям. Две наиболее распространенные на Урале группы вулканогенных формаций (спилито-кератофировая и порфировая) соответствуют (по составу и положению в тектоно-магматических циклах) раннегеосинклинальному спилито-кератофировому и раннеорогенному базальт-андезит-плагиолипаритовому комплексу сам тихоокеанских островных дуг. Исключительно натриевый характер щелочей в раннегеосинклинальных магматических породах Урала может быть объяснен небольшой первоначальной глубиной заложения разломов рифта (что наблюдается и в современных океанических рифтах). Дальнейшее углубление основных разломов вызвало приток подвижных дифференциатов мантии, в том числе калия, и смену натриевых серий пород калиевыми.

Перечисленные особенности хорошо объясняются рифтовым характером первоначальных уральских геосинклинальных прогибов (Иванов и др., 1973; Власов, 1973а). Значительное растяжение земной коры обусловило ее большую проницаемость и обилие базитов в Уральской геосинклинали. Неполнота симметрии системы, очевидно, связана с недоразвитостью восточного глубинного разлома (или разломов) и кратковременностью развития океанических условий на востоке. Расположение бывшего главного континента на западе доказывается (помимо расположения там Предуральского краевого прогиба) увеличением содержания калия в магматических породах с востока на запад и последовательным развитием в том же направлении межгорных впадин.

Континентально-блоковые ортогеосинклинали (алтае-саянский тип)

Многие исследователи обратили внимание на своеобразие магматизма и структур Алтае-Саянской области и некоторых районов Казахстана (Иванкин, Шеглов, 1971; Зоненшайн, 1972; Бекжанов и др., 1973; и др.). Сходную структуру, по-видимому, имеет западная (приенисейская) часть Сибирской платформы (Суворов, 1973б).

В указанных районах блоки континентальной коры разделены геосинклинальными прогибами, связанными с глубинными разломами. Прогибы выполнены преимущественно основными и средне-основными вулканитами. Такая структура, по предположению П.Ф. Иванкина и А.П. Шеглова, является унаследованной и объясняется (Иванкин, 1971) следующим образом.

В этих районах при становлении коры в архее и раннем протерозое ядра сиализации — "нуклеары" не спаялись в общий крупный массив, а остались разъединенными и сохранили относительную подвижность. По разломам, ограничивающим нуклеары — блоки сиалической коры, продолжался подъем мантийных магм основного и средне-основного состава. Здесь в течение рифейского (салаирского), каледонского, герцинского и частично мезозойско-альпийского циклов локализовались ортогеосинклинальные зоны шовного характера. Глубинные разломы, обусловившие магматические проявления, падали под блоки и имели различную ориентировку, окаймляя как сами блоки, так и располагающиеся между ними депрессии. Разломы эти имели характер зон Беньюфа; вдоль них наряду с магмами основного состава внедрялись ультрабазиты. Прогибы на выходах разломов являлись аналогами современных глубоководных желобов. Теперь они представляют собой крупные зоны смятия с гранито-гнейсами и мигматитами. Подобные эвгеосинклинальные зоны (аналоги внешних дуг океанических геосинклиналей) характеризуются развитием гипербазитовой, спилито-диабазовой и кварц-кератофировой (или липарит-базальтовой), габбро-пироксенит-дунитовой, габбро-плагиогранитной, габбро-диоритовой, габбро-сиенитовой и других формаций с металлогенией фемического профиля (с хромитами, хризотил-асбестом, тальком, титано-магнетитом и магнетитом, марганцем, никелем, кобальтом, фосфором, медью, молибденом).

Над глубинными разломами (в сторону их наклона, так же как и в океанических геосинклиналиях!) проявлялся преимущественно андезитовый магматизм, протекавший нередко в условиях поднятий, имевших островной характер. Здесь развиты формации: андезито-базальтовая, андезито-дацитовая, андезит-дацит-липаритовая, диорит-граносиенит-гранодиоритовая и др. Взаимодействие корового материала с мантийными магмами обуславливало образование гранитоидных батолитов пестрого состава, окраинные части которых несут следы гибридации. Этим формациям свойственны руды: железные, скарновые, медно-молибденовые, ртутные (в связи с субвулканическими интрузиями), полиметаллические, а также концентрации высокоглиноземистых минералов.

Далее от выхода разломов (в сторону падения зон Беньюфа), но уже в пределах сиалических блоков развивался кислый и щелочной магматизм с формациями: дацито-липаритовой, дацито-липаритовой субщелочной, нефелиновых и щелочных сиенитов, гранитных батолитов, трахит-тархибазальтовой и др. Здесь распространены месторождения скарновые с вольфрамом, молибденом, флюоритовые, оловорудные и вольфрамовые жильные и грейзеновые, редкометалльные пегматитовые и др. Как видно по формационному составу, эти образования имеют много сходного с краевыми вулканоплутоническими поясами.

Миогеосинклинальные зоны представлены или внутренними прогибами, удаленными от зон магматизма, или изометричными площадями опущенных блоков, располагающимися в тыловых частях и представлявшими в начале их геологической истории эпиконтинентальные моря (аналогия с краевыми морями Восточной Азии!). Часть миогеосинклинальных зон П.Ф. Иванкин и А.П. Шеглов относят к парагеосинклиналям, в пределах которых преобладают карбонатные и кремнисто-карбонатные породы с относительно небольшим содержанием осадочных пород.

дочных обломочных пород и вулканитов (внизу — основных, сверху — среднекислых). Складчатость толщ — простая, с широким развитием конседиментационных и штамповых форм (Горная Шория, некоторые структуры Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна). В пределах центральных частей блоков имеются отдельные впадины межгорного типа (Агульская и др.).

Общая модель тектоносферы континентально-блоковых ортогеосинклиналей ("каркасного типа") давалась П.Ф. Иванкиным и А.П. Шегловым (1971). Обращает на себя внимание асимметричный характер системы, хотя краевые прогибы располагаются как в тыловой части системы, так и во фронтальной. Развитие миеогеосинклинальных зон в непосредственной близости к выходу зон Беньофа (в сторону, противоположную наклону этих зон) обусловлено тем, что вся тектоническая и магматическая деятельность геосинклиналей, связанная с зоной Беньофа, направляется в сторону падения зоны (от ее выхода).

Несмотря на внешнее своеобразие и большую сложность структуры континентально-блоковых ортогеосинклиналей, в их пределах выделяются те же элементы (лишь несколько видоизмененные), которые свойственны океаническим геосинклиналям. Это обусловлено тем, что континентально-блоковые геосинклинали, как и другие геосинклинальные типы, связаны со сверхглубинными разломами — зонами Беньофа, которые и определяют в основном тектоно-магматические проявления и структуру.

Особенности различных генетических типов ортогеосинклиналей указаны в табл. 36. В табл. 37 приведены применяющиеся различными авторами синонимы различных типов ортогеосинклиналей и их отдельных структурных элементов.

Геосинклинали, глубинные разломы и блоки земной коры

Правильно оценив в начале XX столетия значение геосинклинальных процессов в развитии земной коры, исследователи затем переключили свое внимание на глубинные разломы, в изучении которых в последние десятилетия были достигнуты большие успехи. Стала очевидной огромная роль (в развитии магматических процессов и в рудообразовании) глубоких разломов, не только пересекающих кору, но и уходящих к мантию. Значение подобных разломов подчеркивал А.В. Пейве (1945); особенно же рельефно оно выражено в теории геотектоногенов, развиваемой Г.Н. Щербой (1970). Под этим всеобъемлющим термином Г.Н. Щерба обобщает крупные структурные формы Земли (складчатые и магматические пояса, линейные геосинклинали, орогены, глубинные разломы), определяющиеся существованием глубинных подвижных зон, уходящих корнями в мантию. По существу это, конечно, глубинные разломы. Понятие геотектоногена у Г.Н. Щербы "поглощило" представления о геосинклиналях. Это обусловлено своеобразием казахстанских континентально-блоковых ортогеосинклиналей и оправдывается, по мнению этого автора, тем, что развитие тектоногенов и сопряженных с ними структур происходит "отнюдь не по принципу геосинклиналей" (Щерба, 1970, с. 132): выпадение начальных стадий обуславливает в поздних циклах развитие "от молассы до молассы".

Другим примером оценки глубинных разломов как главных рудоконтролирующих структур являются работы М.А. Фаворской и И.Н. Томсона (Связь магматизма..., 1969). В этих исследованиях глубинные разломы в значительной мере также рассматриваются обособленно от геосинклинальных процессов и даже иногда противопоставляются "приповерхностным" (по мнению указанных авторов) структурам подвижных поясов. Геосинклинальным процессам в рудообразовании отводится минимальная роль, что видно из следующей фразы: "собственно геосинклинальная стадия играет, по-видимому, подчиненную металлогеническую роль, тогда как максимальное развитие процессов оруденения связано с периодами повышенной тектонической активности и перестроек, которые в равной мере охватывают разновозрастные складчатые области и подвижные платформы" (Связь магматизма..., 1969, с. 231-232).

Таблица 36

Особенности различных генетических типов ортогеосинклиналей

Характеристики	Ортогеосинклинали	
	Океанические (восточноазиатский тип)	Окраинноконтинентальные (андийский тип)
Расположение по отношению к континентам	В океане, иногда в относительной близости к берегам континентов	Непосредственно у края континентов
Форма, размеры	Дугообразная (радиусы дуг 1000-2500 км)	Почти прямолинейная, протяженность до многих тысяч километров
Тип тектоносферы	Относительно крутые зоны Бенъофа (около 60°, в верхней части - примерно 35°)	Более пологие зоны Бенъофа (47-58° в глубинной части, 22-23° - в верхней). Частые несоответствия рельефа раздела Мохоровичича и поверхностных структур
Тип земной коры основания	Океаническая	Океаническая, частично - континентальная большой мощности (до 70 км)
Последовательность расположения элементов геосинклинальной системы	О-Ж-Б-Вш-Вн-М(?) - Т-ВП-К*	О-Ж-Б-Вш-Вн-ВП-Т-К
Наиболее развитые формации	Ультрабазитовая, спилито-кератофировый комплекс формаций, андезитовая, граувакковая, вулканогенные молассы	Щелочно-андезитовая, игнимбритовая, молассы
Типичные руды	Ti, Cr, Ni, Co; пропилитовый рудный ряд с Cu, Mo, Zn, Pb, Sb, As, Hg, S, Sn, W	Cu-Mo и Cu (порфировые), полиметаллические месторождения, Hg, S
Другие особенности	Преобладающий андезитовый состав пород с соответствующим профилем руд	Обилие игнимбритов. Общий средне-кислый состав пород и соответствующего состава руды
Примеры	Курило-Камчатская дуга	Андийская система

* К - континент, М - срединные массивы, О - океан, Б - зона Бенъофа, Ж - океанический желоб, Вш - внешние прогибы (дуги), Вн - внутренние вулка-

Ортогеосинклинали

Межконтинентальные (средиземноморский тип)	Внутриконтинентальные (уральский тип)	Континентально-блоковые (алтае-саянский тип)
Между двух континентов	Внутри континентов, в рифтовой впадине	Внутри континентов, в "остаточных" симатических зонах - впадинах
Сложная дугообразная, ус- ложненная срединными массивами (а также на- двигами и покровами)	Почти прямолинейная, с несколькими резкими из- гибами; протяженность - до многих тысяч кило- метров	Полигональная (блоко- вая) с различной вели- чиной сторон, чаще в сотни и первые тысячи километров
Относительно крутые зоны Бенъофа	Крутые зоны Бенъофа с двумя главными раз- ломами	Многочисленные зоны Бенъофа, окаймляющие блоки и выполаживаю- щиеся по падению (?). Падение главного глу- бинного разлома под углом примерно в 60°
В ранних циклах - океа- ническая, в поздних - кон- тинентальная; иногда уто- ненная континентальная	Океаническая, местами с реликтами континен- тальной	Континентальная и океаническая
К-ВП-Т-Вн-М-Б-Вш- Т-К	К-Т-Вн-Б-Вш-Б-Вн- ВП-К	К-Т-Б-Вш-Вн-ВП-Т-К
Ультрабазитовая, андези- товая, "блестящих слан- цев", флишевая, молассы	Спилито-кератофировый и сиенито-диабазо-пор- фировый комплексы формаций, порфириговая (андезитовая) форма- ции, флиш	Гипербазитовая, спилито- кератофировый комп- лекс, андезитовая, суб- щелочная дацит-липа- ритовая, карбонатная формация
Cr, Ni, Co, Cu-Mo, поли- металлические месторож- дения, Hg-Sb, S	Cr, Ni, Co, Fe, Cu, Zn, As и др.	Cr, Ti, Ni, Co, Cu, Mo, полиметаллические мес- торождения, W, Sn, ред- кометалльные место- рождения
Многократная регенера- ция геосинклинальных структур. Преобладание вулканитов среднего со- става и соответствующе- го состава руд	Преобладание пород и руд фемического про- филя	Резкая контрастность состава магматических пород и руд: с одной стороны, фемических, с другой - салических
Восточные Карпаты	Урал	Алтае-Саянская область, Восточный Казахстан

нические прогибы (дуги), Т - тыловой прогиб, ВП - краевой вулканический пояс.

Таблица 37

Синонимы наименований ортогеосинклиналей (и их отдельных структурных

Тип ортогеосинклиналей	Элементы орто		
	Зона Беньофа	Океанический желоб (фронтальный)	Внешняя дуга (внешний прогиб)
Океанический (восточноазиатский)	Subduction zone	Trench	Clastic wedge (Hamilton, 1970); Submarine trench (Mitchell, Reading, 1971)
	Талассогеосинклинали (Богданов, 1969) Геосинклинальные системы с "каркасным" типом текто типа островных дуг и Японского моря (Mitchell, Reading,		
Окраинноконтинентальный (английский)	Геосинклинальные системы со "стволовым" типом текто андийского типа (Mitchell, Reading, 1969)		
Межконтинентальный (средиземноморский)		Лептогеосинклинали (Trümpy, Интерниды (метаморфицы) (Kober, 1931); эвгеосинклинальный прогиб (Обуэн, 1967)	
	Эвгеосинклинали (Штилле, 1964; Кэй, нали (Шухерт, 1957) Геосинклинали средиземноморского типа (Mitchell, Reading,		
Внутриконтинентальный (уральский)	Уральский тип геосинклинальных (складчатых) областей (Смирнов, 1962)		
Континентально-блоковый (алтае-саянский)	Области с мозаично-глыбовым каркасным строением земных областей (Кэй, 1955; Хаин и др., 1973)		
Прибрежный (атлантический)	Паралиагеосинклинали (Кэй, 1955; Хаин и др., 1973);		

Следующей естественной стадией познания геосинклинального процесса является синтез представлений о геосинклиналиях и глубинных разломах как взаимосвязанных явлениях (Пейве, 1945). Обусловленность геосинклинальных процессов (включая и орогенный этап) глубинными разломами подчеркнула большую ценность концепции геотектоногенов и вместе с тем показала бессмысленность противопоставления механизмов формирования геологических структур - геосинклиналей и геотектоногенов.

Все особенности геотектоногенов, указываемые Г.Н. Щербой, в равной мере присущи и ортогеосинклинальным системам: погружение корней в верхнюю мантию; смена начального растяжения (по мере развития геотектоногенов) сжатием; цикличность развития; определяющее значение глубинных разломов

элементов), применяемых советскими и зарубежными авторами

геосинклиналей

Внутренняя вулканическая дуга (внутренний антиклинорий)	Тыловой (краевой) прогиб	Краевые вулканические пояса
Highland (Hamilton, 1970); Island arc, Volcanic arc (Mitchell, Reading, 1971) носферы (Иванкин и др., 1970); геосинклинали 1969)	Foreland basin (Hamilton, 1970); внешние прогибы (Меланхолина, 1973; Белый, 1974)	Continental-margin magmatism (Lipman e.a., 1972)
носферы (Иванкин и др., 1970); геосинклинали 1969)	"Кластический клин" (Clastic wedge - Кинг, 1961); тафрогеосинклиналь (Кэй, 1955)	
1960) Экстерниды (Kober, 1931); эвгеосинклинальное поднятие (Обуэн, 1967) 1955); мезогеосинклинали 1969)	Экзогеосинклиналь (Тримру, 1960); краевая впадина (Kober, 1967); миогеосинклинальный прогиб (Обуэн, 1967); миогеосинклинали (Штилле, 1964; Кэй, 1955)	
(Харкевич, 1955); геосинклинали типа А		
Краевая геоантиклиналь Зоненшайн, 1972) ной коры (Иванкин и др., 1970); центральноазиатский тип геосинклиналей	Краевая система (Зоненшайн, 1972)	
атлантический тип геосинклиналей (Mitchell, Reading, 1969)		

для развития геосинклинальных прогибов; перемещение магматических очагов с глубин к поверхности в течение тектоно-магматического цикла; горизонтальная миграция глубинных подвижных поясов; начало развития линейных тектоногенов в виде вулканических трогов с основными и ультраосновными породами и др. Выпадение формаций ранних стадий в поздних циклах вполне естественно в межматериковых геосинклинальных системах. Мы уже отмечали нередкое отсутствие в средиземноморских альпидях базитов начальных стадий. Естественно, что в условиях мощной сиалической коры Казахстана развитие орогенных черт в тектоно-магматических циклах геосинклинального развития (особенно поздних) происходило гораздо быстрее.

Теория геотектоногенов, объясняющая сложность структурных форм подвиж-

ных поясов, имеет серьезный недостаток: она не дает ясных представлений о закономерностях распределения различных элементов геосинклинальных систем в пространстве. Поэтому геосинклинальная теория, которая синтезирует представления о глубинных разломах и обусловленных этими разломами структурных формах, объединяет их в общие геосинклинальные системы, выявляет закономерности распределения элементов геосинклинальных систем различных типов и объясняет причины этих закономерностей, нам кажется более продуктивной, чем теория геотектоногенов. Родина теории геотектоногенов — Казахстан, для которого и наиболее приложима ее представления. Теория геосинклиналей более "всеобъемлюща" и приложима к самым различным в геологическом отношении областям как Тихоокеанского, так и Атлантического секторов Земли.

Однако подчеркнем еще раз: нельзя противопоставлять эти теории, в которых главная роль при образовании магматических продуктов отводится процессам дифференциации мантии у глубинных разломов. Сделанный А.И. Суворовым (1973а) синтез материалов о разломах ясно показал тесную связь наиболее глубинных разломов с геосинклинальным развитием областей. По мере последовательного перемещения геосинклинальных прогибов и разрастания земной коры происходит латеральное перемещение и фронтальных глубинных разломов. Исключительный интерес имеет вывод А.И. Суворова о том, что с увеличением мощности земной коры наклонные фронтальные разломы (зоны Беньофа) становятся короче, а их глубина и угол наклона уменьшаются. Эта важная закономерность подтверждается и на примере тихоокеанских островных дуг.

Поскольку связь магматизма с глубинными разломами бесспорна, а глубинные разломы определяют развитие геосинклиналей, отрицание связей магматизма и геосинклинального процесса (Кузнецов, 1970) вряд ли правильно. Другое дело, что связи между геосинклиналями и магматизмом парагенетические, а не генетические. Первоначально, в ранние стадии развития Земли, формирование сиала происходило в силу гравитации — подъема более легкого материала, объединения его в отдельные "ядра". В более поздние стадии, когда увеличилась мощность земной коры, процесс сиализации коры сосредоточился у глубинных разломов. Этот процесс принял форму геосинклинального развития, так как у глубинных разломов, помимо магматических проявлений, стали образовываться прогибы, накапливаться осадочные толщи и т.д. Отрывать магматизм от геосинклинального процесса — значит рассматривать его на "догеосинклинальном" временном уровне.

Установление огромной роли глубинных разломов в строении земной коры и рудообразовании, естественно, повлекло за собой признание большого значения блоковых структур. Это особенно подчеркнуто в работах Л.И. Красного (Геология Северо-Восточной Азии, 1973), М.А. Фаворской и И.Н. Томсона (Связь магматизма..., 1969), А.И. Суворова (1973).

Не отрицая бесспорного существования блоков земной коры различных порядков и существенного влияния их на распределение рудных месторождений, мы не можем согласиться с утверждением некоторых авторов о связи блоков и рудоконтролирующих разломов преимущественно с негеосинклинальными процессами активизации и перестройки земной коры, об автономном возникновении и развитии магматических очагов в пределах отдельных блоков, о независимости наиболее глубинных "сквозных" структур и геосинклиналей.

Акцентирование Л.И. Красным значения блоковых структур в общем правильно, но блоки в его представлениях иногда утрированы по величине и форме. Называть блоками (сегмоидами) приокеаническую, переходную и континентальную зоны Тихоокеанского пояса, протягивающиеся в виде узких полос на тысячи и десятки тысяч километров, по-видимому, все же нельзя. Так же, как и нельзя считать "межсегмоидной пограничной структурой" (Геология Северо-Восточной Азии, 1973) Периокеанический ортогеосинклинальный пояс с эвгеосинклиналями, прослеживающийся через Японию, Корякское нагорье, Южную и Центральную Аляску и далее вдоль тихоокеанского побережья Северной Америки.

Преувеличена, видимо, и "автономность" сегмоидов: "Сегмоиды и составляющие их геоблоки в течение длительного времени имели самостоятельную

(разрядка моя. — Г.В.) направленность тектонических движений" (Геология Северо-Восточной Азии, 1973, с. 298). Вряд ли в данном случае можно говорить о самостоятельной направленности, поскольку "сегмиды" являлись, по существу, элементами закономерно развивающейся общей геосинклинальной системы, и движения отдельных зон были подчинены общему развитию этой системы.

Искусственно обособляются от геоблоков ортогеосинклинальные системы, причисляемые Л.И. Красным к "шовным" структурам, развившимся в местах пересечения блоков разломами. Фактические же взаимоотношения ортогеосинклиналей с внутренними массивами могут быть более сложными: те и другие нередко представляют собой общую систему, отражающую определенный этап сиализации и роста "ядерного" массива. Нельзя согласиться с тем, что "полигонально-петельчатая система геоблоков трансзоны (переходной от Азиатского континента к Тихому океану. — Г.В.) заметно отличается от глыбовых структур континента" (Красный, 1974, с. 414). Ячеисто-блоковая структура Тихого океана, которую Л.И. Красный называет "полигонально-петельчатой" и считает свойственной лишь переходной зоне, широко распространена во многих районах Азиатского континента, например в Алтае-Саянской области (Иванкин, Шеглов, 1971), Казахстане (Бекжанов и др., 1973), на Сибирской платформе (Суворов, 1973а) и в других местах. Здесь эта структура в большинстве случаев видоизменена и в ее современном виде уже не может рассматриваться как чисто унаследованная от древних эпох развития Земли; в большинстве районов она значительно осложнена миграциями геосинклинальных зон, неоднократными регенерациями геосинклинального режима на стабилизовавшихся площадях, подъемом и опусканиями крупных блоков земной коры. Тем не менее элементы собственно "ячеисто-блоковой структуры" в ней в какой-то степени сохраняются.

Как видно на примере Сибирской платформы и других регионов, геосинклинали, окаймляющие сиалические массивы, и так называемые авлакогены (линейные впадины повышенной подвижности) являются в некоторой степени родственными образованиями. Энсиматические зоны, окаймляющие блоки, постепенно становятся энсиалическими: "рубец" зарастает, и подача глубинного магматического материала на поверхность почти прекращается, но они сохраняют значительную подвижность, что способствует накоплению мощных осадочных толщ. Часть "швов" может более продолжительное время развиваться как эвгеосинклиналь, и в таких случаях наблюдается характерная для авлакогенов их тесная сопряженность с геосинклинальными структурами. Спорно поэтому утверждение, что образование всех геоблоков востока Азии связано с расчленением глубинными разломами стабилизовавшихся сиалических массивов древних архейд (Геология Северо-Восточной Азии, 1973, с. 294). Во всяком случае, часть ограничений сиалических геоблоков является структурными элементами, унаследованными с самых древних эпох истории Земли. Отдельные ядра сиализации местами, как, например, в Алтае-Саянской области, оказались даже в палеозое "неспаянными", разделенными энсиматическими глубинными зонами (Иванкин, Шеглов, 1971). Активность этих зон, по существу представляющих собой зоны Бечьофа, вызвала длительное геосинклинальное развитие как энсиматических зон, так и прилегающих "блоков" земной коры. Связь ограничивающих "блоки" глубинных зон с общей астеносферой обусловила синхронность магматических процессов и общность состава магматических продуктов в пределах обширных площадей. Такая структура земной коры названа П.Ф. Иванкиным ячеисто-блоковой, и вряд ли есть смысл давать ей другое наименование и смешивать ее с обычными блоковыми структурами, обязанными разделению уже ранее стабилизовавшихся массивов сиалической коры глубинными разломами.

Защищаемые Л.И. Красным (1974) и, возможно, действительно существующие океанические "блоки" (точнее массивы) с континентальной и субконтинентальной корой, которые связываются им с распадом (вследствие раздвигов и океанизации коры) крупной континентального типа структуры — Западной Па-

цифиды, могут быть объяснены проще и, на наш взгляд, логичнее. Это, вероятно, "ядра" сиализации, развитие коры которых в силу тех или иных причин, пока остающихся неясными, обогнало развитие коры прочих акваторий океана. "Вкрапленность" этих массивов в общую симатическую массу Тихого океана можно рассматривать как раннюю, эмбриональную форму развития ячеисто-блоковой структуры с энсиматическими геосинклинальными трогам, окаймляющими сиалические массивы.

Итак, ячеисто-блоковые структуры, по-видимому, очень распространенные на Земле, — это сложные геосинклинальные (и частично, например, в пределах Тихого океана, протогоосинклинальные) системы (в понимании П.Ф. Иванкина, принимаемом и нами), и говорить об автономности их образования, независимом (от геосинклинальных процессов) развитии не приходится.

Посмотрим, что представляют собой разломы, определяющие обычную блоковую структуру земной коры. В пределах любого крупного региона они могут быть подразделены на: 1) продольные, 2) поперечные, 3) косые (диагональные).

К продольным разломам относятся рифтовые глубинные разломы как океанов, так и континентов. Они связаны с растягивающими напряжениями и в некоторых случаях переходят (по мере углубления) в следующий эволюционный тип глубинных разломов — зоны Бенъофа. Последние имеют уже непосредственное отношение к развитию ортогоосинклиналей. По существу — это магмогенерирующие разломы, обуславливающие обогащенность верхних частей земной коры металлическими компонентами. Третью распространенную категорию продольных глубинных разломов составляют магмоподводящие вертикальные разломы, соединяющие глубинные магматические очаги с поверхностью и определяющие андезитовый вулканизм внутренних островных дуг.

К числу продольных неглубоких разломов (хотя и нарушающих сплошность структур земной коры) относятся пологие трещины срыва, по которым в периоды сжатия развиваются надвиги. Эти разрывы являются неотъемлемой принадлежностью геосинклинальных областей, в частности внешних геоантиклиналей (дуг).

Таким образом, все главнейшие продольные разломы так или иначе связаны с геосинклиналями. Образование и развитие этих разломов тесно сопряжено с развитием геосинклинальных и складчатых областей. Сводовые поднятия, характерные для орогенной стадии, часто осложненные рифтовыми погружениями, также в большинстве случаев относятся к продольным орогенным структурам, сменяющим собственно геосинклинальные структуры.

Естественно, что простирающиеся геосинклинальные системы при полициклическом развитии складчатых областей меняются, а некоторые разломы развиваются унаследованно в течение нескольких циклов. Поэтому продольный разлом более ранней системы может стать косым и даже поперечным по отношению к более молодой системе. Большинство так называемых "сквозных" разломов, секущих складчатые области и, на первый взгляд, не имеющих отношения к геосинклиналям, относятся к этой категории.

Наиболее характерные поперечные разломы, проявляющиеся практически во всех складчатых областях, — это трещины скола, движения вдоль которых имеют значительную горизонтальную компоненту. Их образование отражает естественную невозможность непрерывного протяжения геосинклинальных и складчатых областей на многие сотни и (иногда) тысячи километров, тем более в условиях неравномерного сжатия в различных частях системы. "Где тонко, там и рвется": отдельные участки складчатых областей отделяются друг от друга поперечными разрывами и незначительно перемещаются вдоль них один по отношению к другому. Перемещения эти могут проявляться как в виде сдвигов, так и в виде флексуобразных (с разрывами) изгибов, в том числе и крупных, типа Фосса Магна в Японии или Петропавловско-Малкинской поперечной зоны дислокаций на Камчатке.

Образование широтных разломов, поперечных по отношению к большинству структур Тихоокеанского пояса (с относительными горизонтальными перемеще-

ниями блоков вдоль них), облегчается неравномерным вращением Земли: возникающие при этом импульсы обуславливают появление сколов, особенно обильных в "критических широтах". К этому типу разломов относятся, по-видимому, и так называемые "трансформные" разломы Тихого океана. Многие из широких разломов являются глубинными, длительно действующими, "сквозными", влияющими на распределение рудных месторождений, расположении седиментационных бассейнов и т.д. Вдоль этих разломов не проявляются (или проявляются в ослабленном виде) условия сжатия при общих сжимающих напряжениях (направленных поперек простирания складчатых областей и продольных глубинных разломов). Их "открытость" способствует проникновению магм и рудных продуктов.

Наконец, косые, диагональные разломы развиваются преимущественно в качестве трещин, оперяющих продольные глубинные разломы (примерно под углом 45°). Они обычно являются магмоподводящими и рудовмещающими. Система таких диагональных разломов отчетливо проявляется у Центрально-Камчатского глубинного разлома (внутренняя андезитовая дуга). В зависимости от общего направления этого разлома оперяющие его трещины меняют свою ориентировку (Власов, Василевский, 1964).

Системы отмеченных разломов, развивающихся во всех структурных ярусах регионов, конечно, определяют в общем блоковую структуру земной коры. Но все эти системы (так же, как и ячеисто-блоковые структуры) развивались в согласии с общим ритмом развития геосинклиналей, а отнюдь не в какие-то обособленные эпохи автономной активизации и перестройки. Не случайно поэтому ортогеосинклиналям Алтае-Саянской области при их общем "межблоковом" характере были присущи все основные закономерности развития геосинклиналей, включая зональное расположение различных магматических и металлогенических поясов. "Анхипланетарные" периоды геологической активности, перечисляемые А.М. Фаворской, И.Н. Томсоном и другими авторами (Связь магматизма..., 1969), связанные с изменением режима растяжения-сжатия Земли, были общими для геосинклинальных систем и для стабилизированных (в той или иной степени) областей. В пределах первых активизация проявилась в виде глубинных разрывов и образования эвгеосинклинальных прогибов с подводными излияниями базитов, в пределах вторых - в виде разломов и излияний не меньших масс базальтов в субаэральных обстановках (траппы, плагобазальты).

Подобно тому как в молодых пригибоокеанских геосинклиналях геоантиклинальные дуги соседствуют с прогибами, так и в более древних геосинклиналях поднятия одной зоны противопоставлялись опусканию соседней зоны. В позднемеловой (сенонский) период "активизации" поднятия мезозойд, естественно, противопоставлялись развитию геосинклинальных прогибов позднемеловой-кайнозойской геосинклинальной системы. Представлять этот процесс, волновой по своей сущности, лишь как разнозначные движения двух мегаблоков было бы упрощением. Можно еще представить себе, что в сеноне Сихотэ-Алинский "блок" поднимался, а "блок" с Японским морем и прилегающими акваториями опускался, но для всей Вокругтихоокеанской переходной зоны такое представление о сущности наблюдаемого там геосинклинального процесса явно неприемлемо.

Если сравнить масштабы геосинклинальной зональности, проявленной в закономерном расположении различных структурных элементов, магматических и металлогенических поясов, и зональности, связанной с отдельными блоками земной коры, то можно убедиться в их несопоставимости. Зональность в молодой геосинклинальной системе у Тихого океана относится к категории планетарных структур и проявляется в кольце вокруг Тихого океана протяжением во многие десятки тысяч километров. Одной из зональных структур Тихоокеанского подвижного пояса, например, является выделяемый Л.И. Красным (Геология Северо-Восточной Азии, 1973) Периокеанический ортогеосинклинальный пояс с долгоживущими эвгеосинклинальными прогибами, отчетливо прослеживаемый через Японию, Корьякское нагорье, Южную и Центральную Аляску и далее смыкающийся с поясом Фрэйзер в Америке. Той же зональностью определяется существование пар метаморфических поясов Миясиро. Геосинклинальный альпийс-

кий пояс Средиземноморья имеет протяженность более 20 000 км. Геосинклинальные процессы создали протяженные складчатые пояса Уралид, Верхоянья, Кордильер, Анд и других областей. Эмбриональные геосинклинальные структуры по существу представляют собой срединно-океанические рифты, характеризующиеся протяжением того же порядка. Блочные же структуры, если не объединять их в несколько огромных плит, как делают сторонники глобальной тектоники, конечно, имеют подчиненное значение по отношению к геосинклинальным поясам.

Несопоставимы соответственно и масштабы минерагенической зональности, обусловленной, с одной стороны, геосинклинальными процессами, с другой — блоковой структурой коры. К первому типу зональности относятся планетарные рудные пояса Тихого океана, зоны вокругокеанических "приматериковых" угленосных и нефтеносных тыловых прогибов, ультрабазитовые пояса, Уральский медноколчеданный пояс и др. Ко второму типу относятся местные вариации состава руд в зависимости от скорости погружения или поднятия отдельных блоков и соответственно от строения земной коры отдельных блоков.

То, что было сказано о взаимоотношениях геосинклиналей и геотектоногенов (глубинных разломов), в полной мере относится и к положению блоков земной коры в тектонических структурах. Блоки отнюдь не прогивопоставляются геосинклинальным структурам, а вписываются в них как естественные геологические члены, определяя дополнительную орнаментировку в архитектуре складчатых областей. Магматизм и рудообразование как в геосинклинальных системах в целом, так и в отдельных блоках этой системы регулируются в первую очередь эпохами общего растяжения и сжатия. Дифференцированные движения отдельных блоков лишь усложняют общую картину развития геосинклинальных и складчатых областей, но не нарушают ее.

Насколько согласуется с особенностями геосинклинального развития островодужных систем гипотеза плит? Признание осгровных дуг моделью геосинклинальных систем является заслугой глобальной тектоники. Но многие обстоятельства не позволяют согласиться с предлагаемым глобальной тектоникой механизмом образования и развития геосинклиналей. Подробно этот вопрос уже рассматривался одним из авторов настоящей работы в специальной статье (Власов, 1976а).

Выводы

В этой книге нами рассмотрена лишь часть вопросов, касающихся молодых тихоокеанских геосинклинальных систем. Особенности магматизма и рудообразования этих систем требуют специального изучения. Естественно, что выводы по проблеме в целом можно будет сделать лишь после рассмотрения всех вопросов. Здесь же излагаются лишь некоторые выводы, непосредственно вытекающие из содержания данной книги.

Островные дуги Тихого океана — это сложные, закономерно развивающиеся геосинклинальные системы с зональным расположением структурных элементов. Каждый элемент характеризуется свойственными ему геологическими формациями, тектоническими структурами, составами руд. Выделение этих элементов представляет собой рациональный способ тектонического и металлогенического районирования приокеанической части Тихоокеанского подвижного пояса.

Выполненный анализ позднемеловых-кайнозойских структур островных дуг Тихого океана показал принадлежность к геосинклинальной системе не только океанических желобов и дуг — геоантиклинальных поднятий, но и краевых (тыловых) прогибов и краевых вулканических поясов, которые многими исследователями без достаточных оснований относятся к "внегеосинклинальным" образованиям или к структурам, связанным с "автономной активизацией".

Эти прогибы и пояса возникают одновременно с эвгеосинклиналями, развиваются в едином тектоническом ритме со всей системой, имеют общие формации с другими геосинклинальными элементами и наравне с ними участвуют в формировании континентальной коры. Это формирование начинается с дифференциации вещества мантии и образования базальтовой оболочки на площади океанов, продолжается в пределах островных дуг и завершается в тыловых структурах геосинклинальных систем — краевых вулканических поясах. Следовательно, краевые вулканические пояса — логическое завершение перестройки земной коры при геосинклинальном процессе, поэтому обособление их от геосинклиналей и выделение в качестве областей "автономной активизации" не имеет смысла. Тыловые прогибы также начинают развитие на окраинах континентов одновременно с погружением трогов геосинклиналей и являются по существу миогеосинклинальными зонами последних. Некоторые краевые прогибы продолжают в океан в виде глубоководных океанических желобов — бесспорно геосинклинальных структур; как пример можно указать Предгималайский прогиб, имеющий непосредственное продолжение в Зондском желобе. Поэтому нет оснований не считать отложения краевых прогибов геосинклинальными образованиями.

В сторону океана миогеосинклинали тыловых прогибов сменяются эвгеосинклинальными зонами, включающими внутренние и внешние (приокеанические) дуги. Прогибы, на месте которых сформировались внешние дуги, развиваются на океанической коре. Это "галассогеосинклинали", по терминологии Н.А. Богданова. В них господствуют спилито-керагофировый комплекс формаций с гольцовым типом лав, флиш, интрузии габбро и лагнитогранитов. Внутренние же дуги сложены преимущественно известково-щелочными породами. Здесь преобладают андезитовая формация и вулканогенные молассы, а из интрузивных пород — диориты. Таким образом, приокеаническая и приматериковая под-

зоны эвгеосинклиальной зоны четко различаются по составу формаций, развитых в их пределах.

В сторону континента тыловые прогибы окаймляются краевыми вулканическими поясами, заслуживающими выделения в самостоятельные "вулканогенальные" зоны. Этим зонам свойственны трахиандезитовая и трахилипаритовая формации с большими массами итчимбритов, интрузиями гранодиоритов, нормальных и аляскитовых граиитов.

Соответственно с увеличением мощности земной коры и с изменениями составов магматических пород в направлении от океана к континенту в геосинклиальных зонах меняются и составы руд — от "сидерофильных" (железо, хром, никель, платина + медь) во внешних дугах, через "халькофильные" (медь, цинк, свинец, молибден, сурьма, мышьяк, ртуть + золото-серебряные руды) — во внутренних дугах к "литофильным" (олово, вольфрам + полиметаллические и золото-серебряные руды) — в краевых вулканических поясах.

Судя по примеру Курило-Камчатской дуги, в процессе развития геосинклиальных систем типа островных дуг выделяются четыре этапа: 1) раннегеосинклиальный, в течение которого существует глубокая впадина — внешний геосинклиальный прогиб; 2) позднегеосинклиальный соответствующий инверсии геосинклиальных условий, возникновению на месте прогиба геоантиклинального поднятия (одиночной дуги); 3) орогенный, протекающий с момента появления геоантиклинали андезитовой вулканической дуги (и возникновения, таким образом, системы двойных островных дуг) до окончания орогенного развития молодой складчатой области; 4) посторогенный, отвечающий времени существования уже относительно стабилизировавшейся складчатой области, иногда с остатками системы двойных дуг на некоторых участках ее простираения. Переходы от одного этапа к другому вызываются главным образом изменениями общих условий растяжения-сжатия земной коры. Орогенные процессы непосредственно продолжают собственно геосинклиальное развитие. Почти все явления так называемой "автономной активизации" связаны с орогенным этапом развития геосинклиальных систем.

Заполнение осадками тыловых прогибов геосинклиальных систем обычно отстает от развития эвгеосинклиальных зон и нередко растягивается на несколько тектоно-магматических циклов. Подобная неравномерность развития геосинклиальных систем, проявляющаяся как по простираению, так и вкостр простираения их зон, обуславливает сложные взаимоотношения между продолжающимися развитием геосинклиналами и уже сформировавшимися участками складчатой области.

В Тихоокеанском подвижном поясе несомненно существовали мезозойские и палеозойские геосинклиальные системы типа островных дуг. Они характеризовались зональностью, сходной с наблюдающейся в молодых геосинклиналах.

Структуры, представлявшие ранее островные дуги, выявляются и в разновозрастных (начиная, по крайней мере, с рифея) внутриконтинентальных складчатых областях. Развитие последних происходило более или менее синхронно со складчатыми областями Тихоокеанского пояса. Различия в строении земной коры и вариации во взаимоотношениях геосинклиналей с континентальными массивами обуславливали как в Тихоокеанском, так и в Атлантическом секторах Земли местные видоизменения геосинклиальных систем. Эти видоизменения обусловлены главным образом краевым положением тихоокеанских геосинклиналей, заложением их на океанической коре, тогда как геосинклинали Средиземноморья развивались преимущественно на переработанных байкальских и герцинских структурах.

Все типы ортогеосинклиналей, однако, характеризуются такими же главными структурными элементами, какие установлены в геосинклиналах Тихого океана. Это определяется тем, что развитие всех геосинклиальных систем связано со сверхглубинными разломами — зонами Бенъофа, вдоль которых глубинные процессы получали поверхностное выражение в виде магматических провинций, бассейнов седиментации и др. Некоторые из зон Бенъофа унаследованы от древних эпох и ограничивают первичные ядра сиали-

зации. Тесные связи, существующие между глубинными разломами и геосинклиналями, не всегда в достаточной степени учитываются исследователями, нередко подчеркивающими большое магмо-рудогенерирующее значение глубинных разломов и слабую якобы рудную продуктивность геосинклинальных процессов.

Краевое положение геосинклиналей Тихоокеанского пояса определяет возможность их наиболее полного, гармонического развития. Поэтому выяснить закономерности геологического процесса здесь легче, чем в складчатых областях Средиземноморья, стесненных соседними континентами и многочисленными срединными массивами.

Молодые неметаморфизованные геосинклинальные образования у Тихого океана предоставляют исследователям прекрасные возможности для изучения формаций, выяснения сложных вопросов петрогенезиса, связей магматизма и рудообразования, генезиса зеленокаменных преобразований вулканитов и т.д. Наблюдающиеся в неогеновых подводных вулканитах альбитизация и разнообразные зеленокаменные изменения оказались не связанными с наложением метаморфических процессов; они являются результатом позднемагматических и постмагматических гидротермальных изменений (например, ранняя альбитизация в магмах происходит еще до излияния их на морское дно).

Причина интенсивных изменений вулканитов — общее богатство щелочами и водой лав, изливающихся в эвгеосинклинальных трогах. Эта щелочность глубинная, отражающая процессы дифференциации вещества мантии. Она проявляется локально вдоль глубинных разломов, причем особенно интенсивно — в периоды их проникновения в более глубокие горизонты мантии. Дренируя таким образом отдифференцированные части мантии, глубинные разломы подают в верхние горизонты земной коры вместе с щелочами и рудные элементы.

Перед исследователями, изучающими молодые геосинклинальные толщи, открывается целый ряд интересных особенностей подводного вулканизма. В период возникновения островных цепей подводные извержения сравнительно кислых вулканических продуктов обуславливают формирование своеобразной формации — туфового флиша, ритмичность которого связана с периодичностью вулканических извержений. Отчасти дегазированная магма выпирает на дне бассейна в виде экструзивных куполов или массивов кристаллоигнимбритов. Почти все продукты подводных извержений, в том числе и андезитового состава, превращаются в гиалокластиты особых типов, которые до настоящего времени описываются большинством авторов как лавобрекчии и туфобрекчии.

Островные дуги Тихого океана являются хорошим полигоном для проверки гипотез глобальной тектоники. Многие особенности срединно-океанических рифтов сближают их с эвгеосинклиналями в начальной стадии развития.

Заложение некоторых геосинклинальных систем, например Уральской, очевидно, связано с рифтообразованием. Выявляющаяся прерывистость расширения рифтов, примерное совпадение периодов сжатия рифтов с эпохами сжатия в геосинклиналях и на континентах, одновременность массовых базальтовых излияний в океанах, эвгеосинклиналях и на континентах, сходство составов континентальных и океанических базальтов — все это в значительной степени стирает контрасты в развитии континентов и океанов, указывает на маловероятность непрерывного расширения океанов, механизма субдукции, горизонтальных перемещений больших масштабов.

Мы должны быть благодарны глобальной тектонике за оживление интереса к геосинклинальной теории, представляющей рациональное "ядро" этой концепции. Однако предлагаемые глобальной тектоникой объяснения механизма развития геосинклиналей и океанических структур не подтверждаются на примере систем островных дуг Тихого океана.

Характерно, что зарубежные исследователи — сторонники глобальной тектоники, занимающиеся изучением островных дуг и сталкивающиеся

при этом с рядом противоречий, постепенно отходят от механических построений глобальной тектоники и признают прерывистость расширения рифтов и действия "литосферного конвейера", периодичность геосинклинальных процессов, сохранение некоторыми зонами Бенюфа своего местоположения в течение очень продолжительного геологического времени.

Это дает основание надеяться на то, что в недалеком будущем неоправдавшиеся построения тектоники плит будут отброшены и на основе геосинклинальной теории (обогащенной данными по океану) разовьется новейшая глобальная тектоническая концепция, в основу которой должны лечь, по нашему мнению, представления об эволюционной связи океанических и континентальных структур, периодической смене расширения и сжатия Земли, мантийном источнике энергии, питающей геосинклинальный процесс, ограниченности (как по скорости движения, так и по суммарным перемещениям) горизонтальных движений литосферных масс.

Более полные выводы можно сделать лишь после рассмотрения особенностей тектоники, магматизма и металлогении геосинклинальных систем. Этому будет посвящена специальная работа.

Литература

- Абдулин А.А., Ли А.Б., Цирельсон Б.С. и др. К вопросу соотношения палеозойских структур Восточного Урала, Тянь-Шаня и запада Центрального Казахстана. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Западного Казахстана. Алма-Ата, "Наука", 1966.
- Авдейко Г.П., Храмов Н.А. Кремнисто-вулканогенные формации Камчатки и их петрохимические особенности. - В кн.: Вулканические фации Камчатки. М., "Наука", 1969.
- Алексейчик С.Н. Схема тектонического районирования Сахалина. - Изв. АН СССР. Серия геол., 1954, № 5.
- Апрелков С.Е. Игнимбриты Гольгинских гор (Южная Камчатка). - В кн.: Туфолавы и игнимбриты. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Апрелков С.Е., Долматов Б.К., Слепов Ю.М., Шеймович В.С. Миоценовые интрузивы гранитоидов Южной Камчатки. - В кн.: Вулканизм и геохимия его продуктов. М., "Наука", 1967. (Труды Ин-та вулканол. СО АН СССР, вып. 24).
- Артемьев М.Е. Гравитационные аномалии и сейсмичность Западной Европы и Средиземноморья. - Изв. АН СССР. Серия геофиз., 1963, № 2.
- Атлас Антарктики, т. 1 и 2. Л., Гидрометеоиздат, 1969.
- Аументо Ф., Ланкаревик Б.Д., Росс Д.И. Геология Срединно-Атлантического хребта (профиль Гудзон, 45° с.ш.). - В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., "Мир", 1973.
- Баскина В.А. Магматизм Тетюхинского района (Южное Приморье) и закономерности развития некоторых вулканоплутонических формаций. М., "Наука", 1965.
- Бевзенко П.Е. Систематика естественных ассоциаций вулканических и интрузивных пород Дальнего Востока. Владивосток, Дальневост. геол. ин-т, 1971. (Деп. ВИНТИ, № 4809-72).
- Бевзенко П.Е. Типы ассоциаций и химическая эволюция океанических базальтов. - В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск, "Наука", 1973.
- Бекжанов Г.Р., Любецкий В.Н., Полевая Л.Д. Особенности тектонического развития Казахстана. - Сов. геол., 1973, № 7.
- Белоусов В.В. Тектоносферы Земли; идеи и действительность. - В кн.: Проблемы глобальной тектоники. М., "Наука", 1973.
- Белый В.Ф. Вулканические формации и стратиграфия северной части Охотско-Чукотского пояса. М., "Наука", 1969. (Труды СВКНИИ, вып. 29).
- Белый В.Ф. К сравнительной тектонике вулканических дуг западной части Тихого океана. - Геотектоника, 1974, № 4.
- Беммелен Р.В. ван. Геология Индонезии. М., ИЛ, 1957.
- Берсенов И.И. История геологического развития Приморского края и Японского моря в мезозое и кайнозое. Автореф. докт. дис. М., 1970.
- Богданов А.А. Тектоническое районирование палеозойского Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. - Бюл. МОИП. Отд. геол., 1965, т. 40, вып. 5-6.
- Богданов Н.А. Строение палеозойского запада Тихоокеанского кольца. - Геотектоника, 1966, № 2.
- Богданов Н.А. Талассогеосинклинали Тихоокеанского кольца. - Геотектоника, 1969, № 3.
- Богданов Н.А. Палеозойские геосинклинали обрамления Тихого океана. М., "Наука", 1975. (Труды ГИН, вып. 269).
- Бонатти Э., Гоннорет Х., Феррара Г. Перидотит-габбро-базальтовый комплекс экваториальной части Срединно-Атлантического хребта. - В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., "Мир", 1973.
- Бородаевская М.Б., Кривцов А.И. О структурной и возрастной асимметрии Урала на ранних стадиях герцинского развития. - Докл. АН СССР, 1974, т. 217, № 1.
- Бородаевская М.Б., Шмидт А.И. Условия образования колчеданных месторождений на примере Южного Урала. - В кн.: Геология медноколчеданных, свинцово-цинковых и никелевых месторождений. М., 1967. (Труды ЦНИГРИ, вып. 75).

- Браун Д., Кэмпбелл К., Крук К. Геологическое развитие Австралии и Новой Зеландии. М., "Мир", 1970.
- Василевский М.М. Вулканизм, пропилитизация и оруденение. М., "Недра", 1973.
- Васильковский Н.П. К проблеме островных дуг. - В кн.: Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Васильковский Н.П. Особенности строения и развития северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. - В кн.: Тектоника Советского Дальнего Востока и прилегающих акваторий. М., "Наука", 1968.
- Велинский В.В., Пинус Г.В. Некоторые общие вопросы генезиса альпийских гипербазитов. - В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск, "Наука", 1973. (Труды Ин-та геол. и геофиз., вып. 213).
- Ветренников В.В. Особенности развития Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. - В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток, 1973а.
- Ветренников В.В. Геологическое строение и основные этапы развития южной и центральной частей Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. - Автореф. канд. дис. Владивосток, 1973б.
- Вильсон Д.Т. Геофизика и рост континентов. - Природа, 1959, № 8.
- Власов Г.М. Задачи геологических исследований на полуострове Камчатка. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Дальнего Востока. М., Госгеолтехиздат, 1946.
- Власов Г.М. Геология и угленосность Хасанского бурогоугольного месторождения. - Труды Дальневост. науч.-исслед. базы АН СССР. Серия геол., 1948, № 1.
- Власов Г.М. Камчатка, Курильские и Командорские острова - звено островных дуг Восточной Азии. - В кн.: Геология СССР, т. 31. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Ч.1. Геологическое описание. М., "Недра", 1964а.
- Власов Г.М. Типы вулканических зон у Тихого океана. - В кн.: Проблемы вулканизма. Петропавловск-Камчатский, Дальневост. кн. изд-во, 1964б.
- Власов Г.М. Происхождение зонального строения Тихоокеанского рудного пояса (на примере Курило-Камчатской дуги). - В кн.: Вопросы металлогении. М., "Недра", 1965. (Междунар. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 16).
- Власов Г.М. Краевые прогибы и вулканизм. - В кн.: Вулканические фации Камчатки. М., "Наука", 1969.
- Власов Г.М. Некоторые особенности развития Тихоокеанского подвижного пояса в поздне меловое и кайнозойское время. - Сов. геол., 1972, № 4.
- Власов Г.М. Анализ структур островных дуг - основа тектонического, формационного и металлогенического районирования Тихоокеанского пояса. - В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток, 1973а.
- Власов Г.М. Минерагенические особенности вулканических зон различных типов в Тихоокеанском поясе. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 10. Проблемы металлогении Тихоокеанского пояса. М., "Наука", 1973б.
- Власов Г.М. Островные дуги и новая глобальная тектоника. - Геотектоника, 1976а, № 1.
- Власов Г.М. Асинхронно ли развивались срединноморские и западно-тихоокеанские геосинклинали? - Сов. геол., 1976б, № 7.
- Власов Г.М., Борисов О.Г., Попкова М.И. Неогенная туфовая флишоподная формация Курило-Камчатской системы. - Литол. и полезные ископ., 1976, № 6.
- Власов Г.М., Василевский М.М. Зональное распределение руд и измененных пород Центральной Камчатки. - В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования, т. 1. Прага, 1963.
- Власов Г.М., Василевский М.М. Гидротермально измененные породы Центральной Камчатки, их рудоносность и закономерности пространственного размещения. М., "Недра", 1964.
- Вуд Б., Гриндли Дж., Харрингтон Х. Геологический очерк Новой Зеландии. М., ИЛ, 1968.
- Вулканогенно-кремнистые формации Камчатки. Новосибирск, "Наука", 1974. Авт.: Г.П. Авдейко, Ю.В. Ванде-Кирков, Н.К. Дмитренко, Е.Ф. Малеев, Г.П. Пономарев, И.В. Флоренский.
- Вулканы и четвертичный вулканизм Среднего хребта Камчатки. М., "Наука", 1972. Авт.: Н.В. Огородов, И.Н. Кожемяка, А.А. Вазеевская, А.С. Огородова.
- Гаврилов В.К., Соловьева Н.А. Вулканогенно-осадочные формации геобантиклинальных поднятий Малых и Больших Курил. Новосибирск, "Наука", 1973.
- Гансер А. Геология Гималаев. М., "Мир", 1967.
- Геологический словарь, т. 1. М., Госгеолтехиздат, 1955.
- Геологическое развитие Японских островов. М., "Мир", 1968.
- Геологическое строение Гайского рудного поля и условия локализации в нем медноколчеданного оруденения (Южный Урал). М., 1968. (Труды ЦНИГРИ,

- вып. 83). Авт.: М.Б. Бородаевская, М.И. Вахрушев, Е.С. Конгарь, Т.Ю. Маренина, Н.А. Перижняк, Н.В. Петровская, В.В. Сагло, В.И. Толоконников, В.С. Требухин, А.Ф. Фоминных.
- Геологическое строение и полезные ископаемые островов Парамушир и Шумшу. Южно-Сахалинск, 1969. Авт.: В.Е. Бевз, И.Г. Смирнов, Г.Н. Роготнев, Г.А. Семенов, В.Я. Данченко.
- Геология Кореи. М., "Недра", 1964.
- Геология Северо-Восточной Азии, т. 4. Л., "Недра", 1973.
- Геология СССР. Т. 30. Северо-Восток СССР. Кн. 1 и 2. Геологическое описание. М., "Недра", 1970.
- Геология СССР. Т. 31. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Ч. 1. Геологическое описание. М., "Недра", 1964.
- Геология СССР, Т. 33. Остров Сахалин. Геологическое описание. М., "Недра", 1970.
- Герт Г. Геология Анд. М., ИЛ, 1959.
- Гладенков Ю.Б., Гречин В.И. Особенности формирования вулканогенно-осадочных толщ неогена Восточной Камчатки (о. Карагинский). - Бюл. МОИП. Отд. геол., 1969, т. 44, вып. 5.
- Говоров И.Н. Физико-химические условия минералообразования и геохимия рудного процесса, связанного с гранитоидами (на примере рудных районов Дальнего Востока). Автореф. докт. дис. М., 1974а.
- Говоров И.Н. Связь полиметаллического оруденения с вулканоплутоническими комплексами на примере Тетюхинского района Приморья. - В кн.: Вопросы минералогии, магматизма и рудогенеза Дальнего Востока. Владивосток, 1974б.
- Горский И.И., Демюкидов К.К., Глазунов В.С., Львов К.А. Урало-Новоземельская складчатая область. - В кн.: Геологическое строение СССР. Т. 3. Тектоника. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Горшков Г.С. Островные дуги и океанические хребты - вулканизм и геофизические поля. - В кн.: Вулканизм и геохимия его продуктов. М., "Наука", 1967а. (Труды Ин-та вулканол. СО АН СССР, вып. 24).
- Горшков Г.С. Вулканизм Курильских островной дуги. М., "Наука", 1967б.
- Гранник В.М. Вулканогенно-осадочные формации верхнего мела Восточно-Сахалинского региона и некоторые вопросы их генезиса. Автореф. канд. дис. Владивосток, 1973.
- Граувакки. М., "Наука", 1972. (Труды ГИН, вып. 238).
- Гречин В.И. Литология и условия накопления морских вулканогенно-осадочных отложений миоцена Западной Камчатки. - Литол. и полезные ископ., 1973, № 3.
- Грешнер С.Г. Игнимбриды в Главной вулканогенной зоне Урала. - В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала, т. 3. Базальтоидный магматизм и его металлогения. Свердловск, 1969.
- Громов Ю.Я. Краевые прогибы срединных массивов. - Труды ВСЕГЕИ. Новая серия, 1963, т. 85.
- Гузиев И.С. Щелочная оливин-базальтовая формация Западной Камчатки. - В кн.: Вулканизм и геохимия его продуктов. М., "Наука", 1967. (Труды Ин-та вулканол. СО АН СССР, вып. 24).
- Даргевич В.А., Мошляк Л.Ф., Попова А.Ф. Титаноносные осадочные и вулканогенно-осадочные формации Восточного Казахстана и их перспективы. - Труды СНИИГГИМС, 1966, вып. 90.
- Дедеев В.А., Султанаев А.А. Особенности геотектонического развития Предуральского краевого прогиба. - Геотектоника, 1971, № 3.
- Денисов Е.П. Новейшая тектоника и позднекайнозойский вулканизм Южного Приморья и прилегающих областей. Владивосток, Дальневост. кн. изд-во, 1965.
- Добрецов Н.Л., Добрецов Г.Л. Классификация магматических формаций по петрохимическим и морфологическим - фаціальным признакам. - В кн.: Геологические формации Дальнего Востока и их металлогения. Хабаровск, Ин-т тектоники и геофиз. ДВНЦ АН СССР, 1972.
- Долматов Б.К. Меловые и палеогеновые магматические комплексы Восточной Камчатки. Автореф. канд. дис. Владивосток, 1972.
- Ерхов В.Ф. Геодинамические условия формирования пермо-триасовых эффузивов на юге Витимского плоскогорья. - В кн.: Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса. (Краткие тезисы 4-го Всесоюз. вулканол. совещ.) Петропавловск-Камчатский, 1974.
- Зимин С.С. Гипербазиты и верхняя мантия в свете представления о парагенезисах магматических комплексов. - В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск, "Наука", 1973. (Труды Ин-та геол. и геофиз., вып. 213).
- Зоненшайн Л.П. Геосинклинальный процесс и "новая глобальная тектоника". - Геотектоника, 1971, № 6.
- Зоненшайн Л.П. Учение о геосинклиналих и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М., "Недра", 1972.
- Иванкин П.Ф. О соотношениях мантийных и коровых магм и направленности тектономагматического развития Алтае-Саянского региона. - В кн.: Закономерности размещения магматических формаций Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1971. (Труды СНИИГГИМС, вып. 128).

- Иванкин П.Ф., Фотиади Э.Э., Шеглов А.П. Модели тектоносферы Тихоокеанского подвижного пояса. — Докл. АН СССР, 1970, т. 192, № 5.
- Иванкин П.Ф., Шеглов А.П. Районирование Алтае-Саянской складчатой области и основные черты ее тектоно-магматического развития в палеозое. — В кн.: Закономерности размещения магматических формаций Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1971. (Труды СНИИГГИМС, вып. 128).
- Иванов М.К. Вулканогенное рудообразование в траппах. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. (Материалы 1-го Всесоюз. палеовулканол. симпозиума). М., 1973.
- Иванов С.Н. О происхождении главных вулканоплутонических ассоциаций эвгеосинклиналей и их металлогении. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. т. 3. Базальтоидный магматизм и его металлогения. Свердловск, 1969.
- Иванов С.Н., Кориневский В.Г., Белянина Г.П. Реликты рифтовой океанической долины на Урале. — Докл. АН СССР, 1973, т. 211, № 4.
- Иванов С.Н., Червяковский Г.Ф., Нечехин В.М., Дианова Т.В. Основные особенности развития эвгеосинклиналей (по данным палеовулканологических исследований на Урале). — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. (Материалы 1-го Всесоюз. палеовулканол. симпозиума). М., 1973.
- Ирдли А.Дж. Структурная геология Северной Америки. М., ИЛ, 1954.
- Калишевич Т.Г. Стратиграфия и фауна синегорских слоев Южного Сахалина. — В кн.: Унифицированные стратиграфические схемы Северо-Востока СССР. (Материалы совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов). М., Гостоптехиздат, 1961.
- Калугин А.С. Атлас текстур и структур вулканогенно-осадочных железных руд Алтая. (Источники вещества, условия и механизм отложения, явления диагенеза, эпигенеза и метаморфизма руд). Л., "Недра", 1970.
- Каретин Ю.С. Субвулканические и наземные вулканические фации в силуре северной части Среднего Урала. — В кн.: Палеовулканизм Урала, т. 1. Вопросы методики изучения областей древнего вулканизма. Свердловск, 1968.
- Каретин Ю.С. [Выступление на Втором Уральском петрографическом совещании]. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Т. 1. Общие вопросы магматизма и металлогении. Свердловск, 1969.
- Каретин Ю.С. Среднепалеозойский вулканизм Западного крыла Тагильского синклиория на севере Среднего и Северном Урале. Автореф. канд дис. Свердловск, 1973.
- Келли Т.Е. Геология и углеводороды впадины залива Кука на Аляске. — В кн.: Кордильеры Америки. М., "Мир", 1967.
- Кинг Ф.Б. Геологическое развитие Северной Америки. М., ИЛ, 1961.
- Кинг Ф.Б. Тектоника Северной Америки. М., "Мир", 1972.
- Климов Л.В., Равич М.Г., Соловьев Д.С. Геологическое строение Антарктиды. — В кн.: Атлас Антарктики, т. 2. Л., Гидрометеоиздат, 1969.
- Книппер А.Л. История развития серпентинитового меланжа Малого Кавказа. — Геотектоника, 1971, № 6.
- Коротеев В.А. Вулканические образования Ирендыкской зоны вулканизма на Южном Урале на примере Куркакского участка. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Т. 3. Базальтоидный магматизм и его металлогения. Свердловск, 1969.
- Краевая Т.С. Отложения лахаров в плиоценовых и антропоценовых вулканогенных образованиях Камчатки. — В кн.: Вулканогенно-осадочный литогенез. Краткие тезисы 4-го Всесоюз. семинара. Южно-Сахалинск, 1974.
- Красилов В.А. Миграция структурных зон Тихоокеанского пояса в меловое время. — Докл. АН СССР, 1972, т. 207, № 2.
- Красный Л.И. Тихоокеанский подвижной пояс — важнейшая планетарная структура. — В кн.: Проблемы региональной металлогении и эндогенного рудообразования. Л., 1968. (Труды ВСЕГЕИ. Новая серия, т. 155).
- Красный Л.И. Проблемы тектонической систематики. М., "Недра", 1972.
- Красный Л.И. Системы глыбового раздробления Восточной Азии и западной части Тихого океана. — Докл. АН СССР, 1974, т. 214, № 2.
- Кропоткин П.Н. Характер тектонических процессов в островных дугах Дальнего Востока и их возраст. — В кн.: Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. М., "Наука", 1972. (Результаты исследований по международным геофизическим проектам. Верхняя мантия, № 9).
- Кропоткин П.Н., Шахварстова К.А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М., "Наука", 1965.
- Кудрявцев Г.А., Гатинский Ю.Г., Мишина А.В., Строганов А.Н. Некоторые черты тектоники Бирмы и Малаккского полуострова. — Геотектоника, 1968, № 4.

- Кузнецов В.А. Тектоническое районирование и основные черты эндогенной металлогении Горного Алтая. — В кн.: Вопросы геологии и металлогении Горного Алтая. Новосибирск, 1963. (Труды Ин-та геол. и геофиз., вып. 13).
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М., "Недра", 1964.
- Кузнецов Ю.А. Основные типы магмоконтролирующих структур и магматические формации. — Геол. и геофиз., 1970, № 9.
- Кулон Ж. Разрастание океанического дна и дрейф континентов. Л., "Недра", 1973.
- Кутюлин В.А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск, "Наука", 1972. (Труды Ин-та геол. и геофиз., вып. 189).
- Кэй М. Геосинклиналь Северной Америки. М., ИЛ, 1955.
- Кянно А.И. Раннемезозойские вулканические дуги в Нижнем Приамурье. — В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток, 1973.
- Лазаренко Э.А. Вулканогенно-осадочные комплексы, связанные с андезитовым вулканизмом типа островных дуг во внутренних Карпатах. — В кн.: Вулканогенно-осадочный пьтогенез. Краткие тезисы 4-го Всесоюз. семинара. Южно-Сахалинск, 1974.
- Лебедев А.П. Трапшовая формация центральной части Тунгусского бассейна. — Труды ИГиН, 1955, вып. 161. Серия петрограф., № 46.
- Лебединский В.И. Некоторые особенности строения и генезиса вулканогенных толщ Горного Крыма и Донбасса. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала, т. 3. Базальтоидный магматизм и его металлогения. Свердловск, 1969.
- Лебединский В.И., Шалимов А.И. Отражение этапа островных дуг в современной структуре Карпат и Горного Крыма. — В кн.: Проблемы вулканизма. Петропавловск-Камчатский, Дальневост. кн. изд-во, 1964.
- Лебединский В.И., Шалимов А.И. Проблемы островных вулканических дуг в истории альпийских геосинклиналей Юга Европейской части СССР. — В кн.: Магматизм, метаморфизм и метасоматизм. Тбилиси, 1969.
- Лучицкий И.В. Основы палеовулканологии, т. 1-2. М., "Наука", 1971.
- Магакьян И.Г. Сопоставление металлогении Тихоокеанского и Средиземноморского поясов. — В кн.: Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Макаренко Г.Ф. Тектоническая позиция триасовых траппов Сибири и некоторые общие черты траппового магматизма платформ. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. (Материалы 1-го Всесоюз. палеовулканол. симпозиума). М., 1973.
- Манушин В.И. Геологическое строение месторождений базальтов и андезитобазальтов Центральной и Восточной части Хабаровского края и перспективы использования их в народном хозяйстве. Автореф. канд. дис. Хабаровск, 1968.
- Марков М.С., Соловьева И.А. Глубинное строение земной коры островных дуг и Альпийской складчатой области. — Геотектоника, 1972, № 1.
- Марковский Б.А. Геосинклинальные магматические комплексы Среднего и Восточного хребтов Камчатского полуострова. Автореф. канд. дис. Л., 1974.
- Мартынюк М.В. Соотношение эффузивного и интрузивного магматизма в мезо-кайнозойской истории Восточно-Сихотэ-Алинского синклинория. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1972.
- Меланхолина Е.Н. Западно-Сахалинский геосинклинальный прогиб и его гомологи в Тихоокеанском поясе. М., "Наука", 1973. (Труды ГИН, вып. 244).
- Мельников Н.Г. История геологического развития Юго-Восточного Приморья в среднем палеозое — раннем мезозое. Автореф. канд. дис. Владивосток, 1973.
- Менард Г.У. Геология дна Тихого океана. М., "Мир", 1966.
- Миц М.В. Контрастная андезитобазальт-диаритовая формация Охотско-Чукотского вулканического пояса и ее место в последовательности вулканических формаций пояса. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. (Материалы 1-го Всесоюз. палеовулканол. симпозиума). М., 1973.
- Михайлов А.Ф. Ультраосновные породы Восточного побережья Пенжинской губы и связь их с тектоническими структурами. — Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 9. Магадан, 1955.
- Моссаковский А.А. К вопросу об орогенном этапе развития геосинклинальных областей. — Геотектоника, 1965, № 2.
- Моссаковский А.А. Палеозойский орогенный вулканизм Евразии. (Главные формационные комплексы и тектонические закономерности размещения). — Геотектоника, 1972, № 1.
- Муньос Кристи Х. Чили. — В кн.: Очерки по геологии Южной Америки. М., ИЛ, 1959.
- Мур Р.С. Сводка по тектонике "позвоночника Америки". — В кн.: Кордильеры Америки. М., "Мир", 1967.

- Муратов М.В. Структурные комплексы и этапы развития геосинклинальных складчатых областей. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1963, № 6.
- Муратов М.В. Геосинклинальные складчатые пояса и системы. Их этапы развития и магматизм. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1967, №10.
- Мурдамаа И.О., Рудник Г.Б. Скорнякова Н.С. Новый морфологический тип глубоководных излияний базальтовой лавы. — Докл. АН СССР, 1973, т. 208, № 5.
- Мусатов Д.И. Развитие Енисейско-Турханского подвижного пояса и его металлогения как результат взаимодействия литосферных плит. — В кн.: Металлогения и новая глобальная тектоника. Краткие тезисы докладов. Л., 1973.
- Набоко С.И. Металлоносность кальдеры Узон. — В кн.: Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М., "Недра", 1974.
- Наседкин А.П., Старцев Г.Н. О строении вулканогенных толщ северной части Гайского района. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Т. 3. Базальтоидный вулканизм и его металлогения. Свердловск, 1969.
- Науменко В.В., Гончарук А.Ф. О связи неогенового вулканизма и оруденения Закарпатья с глубинным строением земной коры. — В кн.: Вулканизм и формирование минеральных месторождений в Альпийской геосинклинальной зоне. Карпаты, Крым, Кавказ. Новосибирск, "Наука", 1973.
- Некрасов Г.Е. Место гипербазитов, основных эффузивов и радиоларитов в истории развития полуострова Тайгосон и Пенжинского края. — Геотектоника, 1971, № 5.
- Нестоянова О.А. Возрастная корреляция среднепалеозойских вулканогенных образований Южного Урала. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала, т. 3. Базальтоидный вулканизм и его металлогения. Свердловск, 1969.
- Обуэн Ж. Геосинклиналии. Проблемы происхождения и развития. М., "Мир", 1967.
- Олсон А.А. Колумбия. — В кн.: Очерки по геологии Южной Америки. М., ИЛ, 1959.
- Охотников В.Н. Центры древнего вулканизма и метаморфизма в северной части Полярного Урала. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала, т. 1. Общие вопросы магматизма и металлогении. Свердловск, 1969.
- Пейве А.В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1945, № 5.
- Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого. — Геотектоника, 1969, № 4.
- Пейве А.В., Штрейс Н.А., Книппер А.Л. и др. Океаны и геосинклинальный процесс. — Докл. АН СССР, 1971, т. 196, № 3.
- Петелин П.В., Алексина И.А. Минералогические исследования Тихого океана. — В кн.: Океанологические исследования, т. 8. М., "Наука", 1965. (Результаты исследований по программе международного геофизического года. Океанология, № 13).
- Петраченко Е.Д. Некоторые особенности формации зеленых туфов на о. Кунашир. — В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток, 1973.
- Пискунов Б.Н. Генетические типы подводных вулканических образований Большой Курильской гряды. — Изв. Сахалинск. отд. Геогр. о-ва СССР, 1971, вып. 2.
- Потапова З.П. Верхнемеловая паравулканогенная толща о-ва Сахалина и ее значение для выяснения стратиграфии и возраста некоторых наземных вулканогенных толщ Сихотэ-Алиня. — В кн.: Вопросы вулканизма. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Предтеченский А.А. Основные черты геологического развития западной части Восточного Саяна в докембрии и кембрии. Новосибирск, "Наука", 1967.
- Пушаровский Ю.М. Пути тектонического районирования кайнозойских структур, обрамляющих Тихий океан. — В кн.: Кайнозойские тектонические зоны периферии Тихого океана. М., "Наука", 1964. (Труды ГИН, вып. 113).
- Пушаровский Ю.М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М., "Наука", 1972. (Труды ГИН, вып. 234).
- Пушаровский Ю.М., Афремова Р.А. Очерки тектоники Новогвинейско-Новозеландского сектора Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца. — Труды ГИН, 1965, вып. 139.
- Равич М.Г., Грикуров Г.Э. Основные черты тектоники Антарктиды. — Сов. геол., 1970, № 1.
- Радкевич Е.А. Металлогенические индикаторы глубинного строения земной коры и верхней мантии. — В кн.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии. (Результаты исследований по международным геофизическим проектам. Верхняя мантия, № 7). М., "Наука", 1970.
- Розенбулл Г. Описательная петрография. Л. и др., Горгеолнефтеиздат, 1934.

- Ростовский Ф.И. Вулканогенно-моласовая формация Юго-Восточного Приморья и время заложения Восточно-Сихото-Алинского вулканогена. — В кн.: Вулканогенно-осадочный литогенез. Краткие тезисы 4-го Всесоюз. семинара. Южно-Сахалинск, 1974.
- Ротман В.К. Вулканогенно-моласовая формация (на примере Тихоокеанского подвижного пояса). — "Учен. зап. Казанск. ун-та", 1963, т. 56. Проблемы палеовулканологии. (Труды Лабор. палеовулканол., вып. 1).
- Ротман В.К. О формации "зеленых туфов" и некоторых связанных с ней проблемах. — Геол. и геофиз., 1965, № 12.
- Ротман В.К. Андезитовые дуги и их место в тектоно-магматическом развитии северо-западной части Тихого океана. — В кн.: Вулканизм и тектогенез, М., "Наука", 1968. (Международ. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 2а).
- Ротман В.К. Об андезитовой линии Тихого океана и андезитовом вулканизме. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. (Материалы 3-го Всесоюз. вулканол. совещ.) М., "Наука", 1971.
- Ротман В.К., Марковский Б.А. О геосинклинальных щелочных базальтах северо-западной части Тихоокеанского пояса. — Докл. АН СССР, 1965, т. 165, № 1.
- Ротман В.К., Марковский Б.А. О типах геосинклинальных базальтовых магм (на примере Камчатки). — Докл. АН СССР, 1968, т. 182, № 3.
- Ротман В.К., Марковский Б.А. Состав базальтов разных стадий тектоно-магматического цикла Западной Камчатки. — Докл. АН СССР, 1970, т. 193, № 6.
- Рухин Л.Б. Ряды фаций и формаций и их связь с островными дугами. — В кн.: Вопросы литологии и палеогеографии. Л., 1962. (Учен. зап. Ленингр. ун-та, № 310. Сер. геол., вып. 12а).
- Сахно В.Г. Основные черты магматизма, геохимии и металлогении вулканических зон Дальнего Востока. — В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока, Владивосток, 1973.
- Сборник химических анализов изверженных горных пород южной части Дальнего Востока. Хабаровск, Кн. изд-во, 1961. Авт.: М.И. Попкова, Е.Ф. Кайдалова, Н.Ф. Петровская, Т.Ф. Климовская, Н.П. Саврасов.
- Связь магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой. М., "Недра", 1969. Авт.: М.А. Фаворская, И.Н. Томсон, Р.Г. Иванов и др.
- Сергеев К.Ф. Геологическое строение и развитие района северной группы Курильских островов. М., "Наука", 1966.
- Серова М.Я. Новые данные о возрасте вулканогенно-осадочных толщ юго-западной части Корякского нагорья (п-ов Говена). — Докл. АН СССР, 1969а, т. 185, № 2.
- Серова М.Я. Стратиграфия и корреляция стратотипических разрезов палеогеновых отложений Восточной и Западной Камчатки. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1969б, т. 44, вып. 2.
- Скорнякова Н.С. Рассеянные железо и марганец в осадках Тихого океана. — Литол. и полезн. ископ., 1964, № 5.
- Смирнов В.И. Металлогения геосинклиналей. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 5. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Смирнов В.И. Зоны Бенъофа и магматогенное рудообразование. — Геол. рудных месторождений, 1974, № 1.
- Сперанская И.М. Игнимбриты в вулканогенных толщах северного побережья Охотского моря и вопросы их происхождения. — В кн.: Туфолавы и игнимбриты. М., Изд-во АН СССР, 1961. (Труды Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 20).
- Сперанская И.М. О природе связи игнимбритов с близповерхностными интрузиями гранитоидов. — Изв. высших учебн. завед. Геол. и разведка, 1963, № 4.
- Сперанская И.М. Петрографическая классификация игнимбритов. — Материалы по геол. и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 19, Магадан, 1966.
- Стрельцов М.И. Дислокации южной части Курильской островной дуги. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1970.
- Суворов А.И. О соотношении основных сегментов земной коры в Центральном Казахстане. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1973а, № 11.
- Суворов А.И. Глубинные разломы платформ и геосинклиналей. М., "Недра", 1973б.
- Сухов В.И. Позднемеловой и третичный вулканизм и гидротермальный метаморфизм порода Нижне-Амурской вулканической зоны. Автореф. канд. дис. Хабаровск, 1967.
- Сухов В.И. Вулканогенные формации юга Дальнего Востока. М., "Недра", 1975.
- Твалчрелидзе Г.А. О принципах металлогенического анализа складчатых областей. — Геол. рудных месторождений, 1972, № 6.
- Тектоника Евразии (Объяснительная записка к тектонической карте Евразии масштаба 1:5 000 000). М., "Наука", 1966.

- Устиев Е.К. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы. - Сов. геол., 1959, № 3.
- Устиев Е.К. Геологические и петрологические аспекты проблемы вулканоплутонических формаций. - В кн.: Теоретические проблемы вулканоплутонических формаций и их рудоносность. М., "Наука", 1969.
- Филатова Н.И., Дворянkin А.И. Вулканогенные формации Охотско-Чукотского пояса, особенности их строения и развития. - В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1973.
- Фогт П.Р., Шнейдер Э.Д., Джонсон Г.Л. Кора и верхняя мантия под океанами. - В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., "Мир", 1972.
- Фремд Г.М. Орогенный вулканизм Южно-Джунгарского и Восточно-Сихотэ-Алинского поясов. - Труды Лабор. палеовулканол. Томского ун-та, 1972, вып. 5.
- Фролова Т.И., Рудник Г.Б. Об орнотозиговой тенденции дифференциации в вулканических породах ранних стадий развития островных дуг (на примере Южно-Сандвичевой островной дуги). - Вестн. Моск. ун-та. Серия 4. Геология, 1974, № 2.
- Хаин В.Е. Общая геотектоника. Изд. 2-е. М., "Недра", 1973.
- Хаин В.Е., Соколов Б.А., Кац Я.Г. Особенности сочленения континентальных платформ с океаническими и концепция "тектоники плит". - Изв. высших учебн. завед. Геол. и разведка, 1973, № 10.
- Хаин В.Е., Шейнманн Ю.М. Сто лет учения о геосинклиналях. - Сов. геол., 1960, № 11.
- Халевин Н.И., Таврин И.Ф., Кузнецов А.А. Характеристика разрывных нарушений Урала (по геофизическим данным). - Геотектоника, 1969, № 5.
- Харкевич Д.С. К проблеме классификации геосинклинальных областей. - Учен. зап. Кншинев. ун-та, 1955, т. 10.
- Хворова И.В., Елисеева Т.Г. Структурные особенности туфовых турбидитов ирендыкской свиты. - Бюл. МОИП. Отд. геол., 1963, т. 38, вып. 3.
- Херасков Н.П. Тектоника и формации. - Избр. труды. М., "Наука", 1967.
- Хотин М.Ю. Литология верхнемеловой эффузивно-туфово-кремнистой формации Камчатского мыса и условия ее образования. Автореф. канд. дис. М., 1972.
- Червяковский Г.В. Игнимбриты и туфолавы на Урале. - В кн.: Туфолавы и игнимбриты. М., Изд-во АН СССР, 1961. (Труды Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 20).
- Червяковский Г.Ф. О некоторых закономерностях формирования вулканогенных толщ Урала. - В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала, т. 2. Вулканогенные формации. Свердловск, 1963.
- Червяковский Г.Ф., Коротеев В.А. Литология, структура и стратиграфия ирендыкской свиты. - Докл. АН СССР, 1964, т. 157, № 4.
- Шаврова Н.Н. Среднее содержание породообразующих окислов в изверженных горных породах Армении. - В кн.: Вулканизм и геохимия его продуктов. М., "Наука", 1967. (Труды Ин-та вулканол. СО АН СССР, вып. 24).
- Шатский Н.С. О геологических формациях. - Избр. труды, т. 3. Геологические формации и осадочные полезные ископаемые. М., "Наука", 1965.
- Шеймович В.С. Роль и место игнимбритов в строении вулканогенных толщ кайнозоя Камчатки. - Геол. и геофиз., 1968, № 12.
- Шлепкин Н.И., Давыдов В.П., Бурьянова И.З. и др. Позднемеловая трахибазальт-трахиандезит-гранодиорит-гранитная ассоциация Самаргинского района и перспективы ее рудоносности. - В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток, 1973.
- Штейнберг Д.С. Базальтоидный магматизм геосинклинальных областей и его металлогения. - Труды ЦНИГРИ, 1970, вып. 87.
- Штилле Г. Геотектоническое расчленение истории Земли. - Избр. труды. М., "Мир", 1964.
- Шухерт Ч. Палеогеографический атлас Северной Америки. М., ИЛ, 1957.
- Щерба Г.Н. Геотектоногены и рудные пояса. (По материалам Казахстана). Алма-Ата, "Наука", 1970.
- Энгель А.Э. Дж., Энгель Ц.Г. Горные породы ложа океана. - В кн.: Основные проблемы океанологии. М., "Наука", 1968.
- Яковлев Г.Ф. [Выступление на Втором Уральском петрографическом совещании]. - В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала, т. 1. Общие вопросы магматизма и металлогении. Свердловск, 1969.
- Яншин А.Л. Проблема срединных массивов. - Бюл. МОИП. Отд. геол., 1965, т. 40, вып. 5.
- Baker P.E. Comparative volcanology and petrology of the Atlantic island-arcs. - Bull. volcan., Ser. 2, 1968, v. 32.
- Baskina V.A. [Баскина В.А.]. Andesites of ore-bearing region at coastal parts of Sichota-Alin. - Int. Symp. Volcanism and Metallogenesis. Abstrs. Bucharest, 1973.
- Bemmelen R.W. van. Volcanology and geology of ignimbrites in Indonesia, North Italy and U.S.A. - Bull. volcan., Ser. 2, 1963, v. 25.

- Bleahu M.D., Bossaletti M., Manetti P., Peltz S. Neogene Carpatian arc: a continental arc displaying the features of an island arc. — *J. Geophys. Res.*, 1973, v. 78, N 23.
- Burk C.A. The Aleutian arc and Alaska continental margin. — In: *Continental margins and island arcs. Rept Symp. Ottawa, 6–8 September, 1965. Ottawa, 1966.*
- Christiansen R.L., Blank H.R. Volcanic stratigraphy of the Quaternary rhyolite plateau in Yellowstone National Park. — *Geol. Surv. Profess. Pap.*, 1972, N 729-B.
- Coats R.B. Magma type and crustal structure in the Aleutian arc. The crust of the Pacific Basin. — *Geophys. Monogr.*, 1962, N 6.
- Coleman R.G. The Solomon islands as an island arc. — *Nature*, 1966, v. 211, N 5055.
- Cook E.F. Ignimbrites of the Great Basin, USA. — *Bull. volcan.*, Ser. 2, 1963, v. 25.
- Davies H.L. Papuan ultramafic belt. — In: *Upper Mantle. (Rept XXIII Sess. Int. Geol. Congr.)*. Prague, 1968.
- Dickinson W.R. Petrogenetic significance of geosynclinal andesitic volcanism along the Pacific margin of North America. — *Bull. Geol. Soc. America*, 1962, v. 73, N 10.
- Eardley A.J. Structure geology of North America, N.Y., 1968.
- Fisk R.S. Subaqueous pyroclastic flows in Chanopechosh formation, Washington. — *Bull. Geol. Soc. America*, 1963, v. 74, N 4.
- Galloway W. Deposition and diagenetic alteration of sandstone in Northeast Pacific. Arc-related basins: implications for greywacke genesis. — *Bull. Geol. Soc. America*, 1974, v. 85, N 3.
- Gass I.G. Ultrabasic pillow lavas from Cyprus. — *Geol. Mag.*, 1958, v. 95, N 3.
- Geological history of Western Canada. Calgary, Alberta, 1966.
- Gervasio F.C. Age and nature of orogenesis of the Philippines. — *Tectonophysics*, 1967, v. 4, N 4–6.
- Gilluly J. The tectonic evolution of the Western United States. — *Quart. J. Geol. Soc. London*, 1963, v. 119, pt 2, N 474.
- Grey R. Time-stratigraphic correlation of tertiary rocks in the Philippines. — *Philippine Geol.*, 1967, v. 1, N 1.
- Hamilton W. The Uralides and the motion of the Russian and Siberian platforms. — *Bull. Geol. Soc. America*, 1970, v. 81, N 9.
- Hamilton W., Myers W.B. The nature of batholiths. — *Geol. Surv. Profess. Pap.*, 1967, N 554-C.
- Harrington N.J. Paleogeographic development of the South America. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1962, v. 46, N 10.
- Ho C.S. Structural evolution of Taiwan. — *Tectonophysics*, 1967, v. 4, N 4–6.
- Houten F.B. Maps of Cenozoic depositional provinces, Western United States. — *Amer. J. Sci.*, 1961, v. 259, N 8.
- Hunahashi M., Yoshimura T. Characteristics rock alterations in the "Green Tuff" region. — *Monogr. Assoc. Geol. Col. lab. Japan*, 1966, N 12.
- Jenks W.F., Goldich S.S. Rhyolitic tuff flows in Southern Peru. — *J. Geol.*, 1956, v. 64, N 2.
- John T.V. Geology and mineral deposits of East-Central Balabas Island, Palawan Province, Philippines. — *Econ. Geol.*, 1963, v. 58, N 1.
- Jung D., Tarkian M. Tertiary and quaternary volcanism in Iran. — *Int. Symp. Volcanism and Metallogenesis. Abstrs. Bucharest, 1973.*
- Karig D.E. Origin and development of marginal basins in the Western Pacific. — *J. Geophys. Res.*, 1971, v. 76, N 11.
- Kay M., Colbert E.H. Stratigraphy and life history. — New York – London – Sydney, Wiley, 1965.
- Kober L. Das alpine Europa. Berlin, Borntraeger, 1931.
- Konishi K. Geologic notes on Tonaki-Iima and width of Motobu Belt, Ryukyu islands. — *Sci. Repts Kanazawa Univ.*, 1964, v. 9, N 2.
- Kuenen P., Migliorini C.I. Turbidite currents as a cause of graded bedding. — *J. Geol.*, 1950, v. 58, N 2.
- Kuno H. Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. — *Bull. volcan.*, Ser. 2, 1959, v. 20.
- Kuno H. High-alumina basalt. — *J. Petrol.*, 1960, v. 1, N 2.
- Lipman P.W., Prostka H.J., Christiansen R.L. Cenozoic volcanism and plate tectonic evolution of the Western United States. Pt 1. Early and middle Cenozoic. — *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, A, 1972, v. 271, N 1213.
- Matsuda T., Nakamura K., Sugimura A. Late Cenozoic orogeny in Japan. — *Tectonophysics*, 1967, v. 1, N 4–6.
- Mattson P.H. Geological characteristics of Puerto-Rico. — In: *Continental margin and island arcs. Rept Symp. Ottawa, 6–8 September, 1965. Ottawa, 1966.*
- Mitchell A.H., Bell J.D. Island-arc evolution and related mineral deposits. — *J. Geol.*, 1973, v. 81, N 4.
- Mitchell A.H., Reading H.G. Continental margins, geosynclines and ocean floor spreading. — *J. Geol.*, 1969, v. 77, N 6.
- Mitchell A.H., Reading H.G. Evolution of island arcs. — *J. Geol.*, 1971, v. 79, N 3.
- Miyagi K. Stratigraphy and igneous activity of the Green Tuff formation of the Oga Peninsula in Northeast Japan. — *J. Geol. Soc. Japan*, 1963, vol. 69.
- Miyagi K. Petrology of alkali rocks, sub-alkali rocks and high-alumina basalt from the Green tuff formation of the Northeast Japan. — *J. Geol. Soc. Japan*, 1964, v. 70, N 821.
- Murray G.E. Geology of the Atlantic and Gulf Coastal province of North America. N.Y., 1961.

- Nagao S., Osanai H., Ishiyama S. Geological map of Japan, Sc. 1:50 000, Sunagawa (Sheet: Sapporo-31), Hokkaido. Sapporo, Geol. Surv. Japan, 1959.
- Ninkovich D., Hays J.D. Mediterranean island arcs and origin of high potash volcanoes. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1972, v.16, N 3.
- Page B.M. Geology of the Coast Ranges of California. — *Bull. Calif. Div. Mines and Geol.*, 1966, N 190.
- Payne T.G. Mesozoic and Cenozoic tectonic elements of Alaska. — *U.S. Geol. Surv. Misc. Geol. Invest.*, 1955, Map 1-84.
- Radulescu D.P. Consideration of the origin of magmas of the Neogene subsequent volcanism in the East Carpatians. — *Anuarul Institutului Geologic București*, 1973a, v.41.
- Radulescu D.P. Plate tectonics in Tertiary volcanic areas (Carpatians). — *Anuarul Institutului Geologic București*, 1973b, v.41.
- Radulescu D.P., Peltz S., Popescu A. Lower compartment of the structure of the Calimani-Gurghiv and Harghita mountains. — *Anuarul Institutului Geologic București*, 1973, v. 41.
- Richards J.R., Cooper G.A., Webb A.W., Coleman R.G. Potassium argon measurement of the age of basal schists in the British Solomon islands. — *Nature*, 1966, v.211, N 5055.
- Roddick J.A., Wheeler J.O., Gabrielse H., Soyther J.C. Age and nature of the Canadian part of the Circum-Pacific orogenic belt. — *Tectonophysics*, 1967, v.4, N 4-6.
- Roever W.P., Egeler C.G. Geological explorations in the Island of Celebes. Amsterdam, 1947.
- Savu H. Genetical significance of the distribution of trace elements in Mesozoic ophiolites from the Mures zone, Apuseni mountains (Romania). — *Int. Symp. Volcanism and Metallogenesis. Abstrs. Bucharest*, 1973.
- Shor G.G. Continental margins and island arcs of Western North America. — In: *Continental margins and island arcs. Rept Symp. Ottawa*, 6-8 September, 1965. Ottawa, 1966.
- Stose G.W. Geologic map of North America. (Reprint of 1946 ed.). N.Y. Geol. Soc. America, 1951.
- Sugisaki R., Tanaka T. Magma types of volcanic rocks and crustal history in the Japanese pre-Cenozoic geosynclines. — *Tectonophysics*, 1971, v.12, N 5.
- Summerhayes C.P. New Zealand region volcanism and structure. — *Nature*, 1967, v.215, N 5101.
- Symposium "Volcanism and metallogenesis". Abstrs. Guidebook series. Bucharest, 1973.
- Taylor R.B. e.a. Cenozoic volcanism in the Southern Rocky mountains. — *Quart. Colorado School Mines*, 1968, v.63, N 3.
- Termier H. Atlas de paléogéographie. Paris, 1960.
- The tectonics of North America. A discussion to accompany the tectonic map of North America (Scale 1:5 000 000). — *Geol. Surv. Profess. Pap.*, 1968, N 628.
- Trümpy R. Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps. — *Bull. Geol. Soc. America*, 1960, v.71, N 6.
- Vetter U. Plattentektonik im Mittelmeer? — *Umschau in Wissenschaft und Technik*, 1973, Jg. 73, H. 5.
- Waters A.C. Volcanic rocks and the tectonic cycle. — In: *Crust of Earth. (Geol. Soc. America Spec. Paper 62)*. Baltimore, 1955.
- Westerveld J. The tectonic causes of ignimbrite and pumice tuff deposition and of subsequent basalto-andesitic volcanism. — *Bull. volcan.*, Ser. 2, 1963, v.25.
- Wolfe J.A., Hopkins D.M. Climatic changes recorded by Tertiary land floras in Northwestern North America. — *Eleventh Pacific Sci. Congr. Symp.* 25. Tokyo, 1966.

Оглавление

Введение (Г.М. Власов)	3
Глава I. Островные дуги Тихого океана (Г.М. Власов).	5
Характеристика элементов молодого комплекса островных дуг Тихого океана	-
Внешние дуги	-
Внутренние вулканические дуги	11
Тыловые прогибы	15
Краевые вулканические пояса	19
Общие условия развития комплекса островных дуг	28
Поздний мел	-
Палеоген	30
Неоген-плейстоцен	31
Глава II. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации Курило-Камчатской дуги и Сахалина (Г.М. Власов, <u>О.Г. Борисов</u> , Е.Д. Петриченко, М.И. Попкова).	37
Раннегеосинклинальный этап. Спилито-кератофировый комплекс формаций	38
Гипербазитовая серия формаций	-
Спилито-диабазовая серия формаций	42
Кварц-кератофировая серия формаций	46
Песчано-сланцевая формация ("блестящие сланцы", аспидная формация)	50
Позднегеосинклинальный этап. Флиш	-
Инверсия геосинклинального режима. "Черные сланцы" (туфо-аргиллитовая формация)	51
Орогенный этап. Базальт-андезит-плагиолипаритовый, базальт-трахиандезит-игнимбритовый и щелочно-базальтоидно-молассовый комплексы формаций	56
Внутренние вулканические поднятия (геоантиклинали)	-
Стадия островных дуг. Андезит-базальтовая и андезит-плагиолипаритовая серии формаций	-
Стадия вулканических хребтов. Андезит-игнимбритовая и базальтовая серии формаций	102
Прогибы у вулканических поднятий. Щелочно-базальтоидно-молассовый комплекс формаций	104
Молассовая серия формаций	-
Щелочно-базальтоидная серия формаций	106
Краевые вулканические пояса. Базальт-трахиандезит-игнимбритовый комплекс формаций	-
Трахиандезитовая серия формаций	109
Трахиллипарит-игнимбритовая серия формаций	110
Базальтовая серия формаций	112
Посторогенный этап. Траптовый комплекс формаций (платобазальты)	113
О петрохимических эталонах при сравнении вулканических пород Тихоокеанского пояса	115
Толеитовые базальты океанов	119
Щелочные оливиновые базальты океанов	122
Спилиты внешних геосинклинальных прогибов	123

Базальты фронтальных и тыловых частей островных дуг	125
Платобазальты континентов и стабилизированных частей внутренних дуг . .	127
Андезиты внутренних вулканических дуг и краевых вулканических поясов	130
Трахлипариты краевых вулканических поясов	-
Липаритовые игнимбриты малых объемов в островных дугах и краевых вулканических поясах	-
Липаритовые игнимбриты больших объемов в краевых вулканических поясах	131
Глава III. Древние островные дуги у Тихого океана и проявления этапа островных дуг внутри континентов (<i>Г.М. Власов</i>)	132
Глава IV. Молодой притихоокеанский структурный комплекс - модель геосинклинали (<i>Г.М. Власов</i>)	139
Характеристика геосинклинальной модели	-
Видоизменения геосинклинальной модели (типы ортогеосинклиналей)	148
Океанические ортогеосинклинали (восточноазиатский тип)	-
Окраинноконтинентальные ортогеосинклинали (индийский тип)	149
Межконтинентальные ортогеосинклинали (средиземноморский тип)	150
Внутриконтинентальные ортогеосинклинали (уральский тип)	151
Континентально-блоковые ортогеосинклинали (алтае-саянский тип)	152
Геосинклинали, глубинные разломы и блоки земной коры	153
Выводы (<i>Г.М. Власов</i>)	163
Литература	167

**МОЛОДЫЕ ГЕОСИНКЛИНАЛИ
ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА,
ИХ ВУЛКАНОГЕННЫЕ И РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ**

*Утверждено к печати
Дальневосточным геологическим институтом
и Институтом тектоники
и геофизики ДВНЦ АН СССР*

Редактор *И.С. Сидоров*
Редактор издательства *Л.С. Тапельзон*
Художественный редактор *А.Н. Жданов*
Технический редактор *Н.Н. Кошнина*

ИБ № 7039

Подписано к печати 06.06.78. Т - 09553
Усл.печ.л. 15,8 + 0,4 вкл. Уч.-изд.л. 16,3
Формат 70x1081/16. Бумага офс. № 1
Тираж 1000 экз. Тип зак. 126.
Цена 2р.50к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 117485
Москва В-485, Профсоюзная ул., 94^а
Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

2 р. 50 к.

2590