

Н. И. Филатова

ПЕРИОКЕАНИЧЕСКИЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ ПОЯСА



Н. И. Филатова

ПЕРИОКЕАНИЧЕСКИЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ ПОЯСА

4953



МОСКВА "НЕДРА" 1988



Филатова Н.И. Периокеанические вулканогенные пояса. — М.: Недра, 1988. — 264 с., ил.

Предлагается классификация вулканогенных поясов, формирующихся на конвергентных границах литосферных плит. На примере северо-западной части Тихоокеанского кольца освещаются тектонические и геодинамические условия возникновения и отмирания вулканогенных поясов позднего мезозоя — раннего кайнозоя. Рассматривается комплекс факторов, обуславливающих специфику состава и строения вулканогенных поясов и влияющих на их рудоконтролирующую роль. Анализируется роль вулканогенных поясов в эволюции земной коры в зоне перехода континент — океан.

Для научных работников, исследующих проблемы тектоники, магматизма и минерализации вулканогенных комплексов.

Табл. 12, ил. 77, список лит. — 64 назв.

Рецензент: М.С. Нагибина, д-р геол.-минер. наук (Геологический институт АН СССР)

НАУЧНОЕ ИЗДАНИЕ

Филатова Надежда Ивановна

ПЕРИОКЕАНИЧЕСКИЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ ПОЯСА

Редактор издательства Л.М. Старикова
Переплет художника И.С. Слюсарева
Художественный редактор Г.Н. Юрчевская
Технический редактор Н.С. Анашкина
Корректор С.С. Борисова
Оператор И.А. Налейкина
ИБ № 7127

Подписано в печать 23.07.87. Т-16622. Формат 60 x 90^{1/16}. Бумага офсетная № 1. Набор выполнен на наборно-пишущей машине. Гарнитура "Пресс-роман". Печать офсетная. Усл.печ.л. 16,5. Усл.кр.-отт. 16,5. Уч.-изд.л. 19,8. Тираж 670 экз.

Заказ 862 /1213-2. Цена 3 р. 90 к.

Ордена "Знак Почета" издательство "Недра",
125047, Москва, пл. Белорусского вокзала, 3.

Тульская типография Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
300600, г.Тула, проспект Ленина, 109.

Ф $\frac{1904030000 - 019}{043(01) - 88}$ 84-87

©Издательство "Недра", 1988

ISBN 5-247-00215-6

ПРЕДИСЛОВИЕ

В данной работе на примере северо-запада Тихоокеанского кольца рассматриваются периокеанические вулканогенные пояса, возникающие на конвергентных границах литосферных плит и располагающиеся как на океанических, так и на континентальных структурах. Традиционное определение периокеанических поясов как вулканогенных до некоторой степени условно, поскольку сложены они вулканоплутоническими ассоциациями, образованными совокупностью фаций различной глубинности — вулканических, субвулканических, плутонических.

Зона перехода от Тихого океана к континенту, составляющая так называемое Тихоокеанское кольцо, является уникальным полигоном для изучения периокеанических вулканогенных поясов мезозойского и кайнозойского возраста, которые вызывают неизменный интерес геологов самых различных специализаций, поскольку их изучение дает информацию для раскрытия сложнейших, имеющих общетеоретическое значение проблем магматизма, петрологии, тектоники, геодинамики, минерогенеза. В вулканогенных поясах запечатлены процессы, происходящие в различных частях литосферы.

Изучение состава и строения этих поясов позволяет моделировать условия зарождения и развития магматических очагов, а также те явления, которые сопровождают проникновение магм к земной поверхности. Не менее важно также выяснение закономерностей пространственного размещения вулканогенных поясов и сопутствующего им ряда структур в зоне перехода континент—океан, поскольку это может помочь реконструировать геодинамические обстановки крупных сегментов земной коры и пролить свет на причины возникновения поясов. Весьма важные сведения изучение вулканогенных поясов дает для понимания закономерностей развития литосферы.

Предпринятое исследование имело целью выяснение состава магматических образований периокеанических вулканогенных поясов, особенностей строения и развития составляющих их тектонических структур, выявление геодинамических обстановок формирования поясов, а также причин их возникновения и отмирания. При этом были установлены общие черты строения и развития вулканогенных поясов, а также присущие им специфические особенности и факторы, обуславливающие эту специфику. Сделана попытка выявления характера корреляции между составом вулканогенных поясов и строением их фундамента, а также роли этих поясов в развитии земной коры.

Все перечисленные проблемы решались на оригинальном материале по северо-западному сектору Тихоокеанского кольца, где размещаются три периокеанических пояса: позднеюрский — неокомовый Удско-Мургальский, альб-сенонский Охотско-Чукотский и эоцен-миоценовый Камчатско-Корякский. Для выявления общих закономерностей проведен сравнительный анализ перечисленных вулканогенных поясов с другими

поясами Тихоокеанского кольца, размещающимися как на западном, так и на восточном обрамлении Тихого океана.

Хотя главное внимание в настоящей работе уделено вулканогенным поясам, однако для выяснения условий завершения формирования этих геологических объектов целесообразным оказалось привлечение сведений о процессах континентального рифтогенеза и коллизий в зоне перехода континент—океан.

Автор искренне признательна Н.А. Богданову, Ю.Г. Гатинскому, В.А. Захарову, Л.П. Зоненшайну, Н.В. Короновскому, Л.И. Красному, Е.Л. Лебедеву, М.Г. Ломизе, И.В. Лучицкому, В.М. Моралеву, А.А. Москавскому, М.В. Муратову, Ю.М. Пушаровскому, В.К. Ротману, Л.А. Савостину, В.А. Самылиной, Г.П. Тереховой, С.М. Тильману, Т.И. Фроловой, В.Е. Хайну и Н.А. Штрейсу, консультации и критические замечания которых нашли отражение в данной работе. При разработке отдельных разделов очень полезными оказались деловые контакты со многими сотрудниками ГИН АН СССР, ИЛС АН СССР, геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова, ПГО "Аэрогеология", "Совостгеология" и "Камчатгеология", которым автор весьма благодарна. Автор считает также своим долгом поблагодарить за содействие в выполнении этой работы А.И. Дворянкина, А.И. Милехина, А.Л. Ставцева и В.Н. Шилова.

**ОБЗОР ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ТЕКТОНИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ
ФОРМИРОВАНИЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОЯСОВ В ЗОНЕ
ПЕРЕХОДА КОНТИНЕНТ – ОКЕАН**

Вулканогенные пояса широко распространены на обрамлении Тихого океана, как на окраинах континентов, так и по периферии акватории, в островодужной обстановке. Геологами издавна было подмечено, что в этих поясах концентрируются большие объемы известково-щелочных вулканитов преимущественно андезитового состава. Позднее было выяснено, что в их строении иногда также принимают участие и толеиты (отличные по составу от океанических и поэтому именующиеся островодужными), а кроме того – в ограниченном объеме – субщелочные и щелочные породы. Сложившиеся к настоящему времени воззрения на тектоническое положение вулканогенных поясов можно разбить на две группы в зависимости от понимания характера размещения этих поясов как в латеральном, так и в вертикальном рядах структур земной коры.

Исследователи Тихоокеанского кольца уже давно обратили внимание на закономерное сочетание вулканогенных поясов с другими структурами. Генетически связанную триаду поясов мелового возраста – Восточно-Азиатский вулканогенный, Ниппонский миогеосинклинальный и Периферический вулканогенный – выделил В.К. Ротман [3]. На это же закономерное сочетание структур обратила внимание Е.Н. Меланхолина [4]. Г.М. Власов [28] полагает, что в латеральный ряд структур, порожденных едиными геотектоническими причинами, входят глубоководные желоба, островные дуги, окраинные моря, а также окраинно-континентальные пояса.

Ряд тектонических обстановок позднемезозойского и кайнозойского возраста, включающих вулканогенные пояса, выделен в последнее время по обрамлению Тихого океана в процессе разработки концепций тектоники литосферных плит. К ним, в первую очередь, относятся островодужная и окраинно-континентальная обстановки, которые широко используются геологами при расшифровке тектонических режимов прошлого.

Островодужная обстановка в наиболее полном виде охватывает следующий латеральный ряд структур – глубоководный желоб, сложно построенный приостровной склон желоба, вулканическую островную дугу и окраинный морской бассейн. Приостровные склоны желоба имеют ширину до 200 км и образованы серией уступов, один из которых обычно представляет внешнюю невулканическую островную дугу. Эти уступы являются морфологическим отражением сложной чешуйчато-надвиговой структуры приостровных склонов [25]. Более пологий внешний склон желоба образован, как правило, океанической плитой. На приостровном склоне желоба выходит сейсмофокальная зона, к которой приурочены очаги землетрясений. Она обособляется благодаря высокому показателю добротности в виде наклонной пластины мощностью несколько десятков

километров. В ряде желобов (Курило-Камчатском, Яванском, Японском) эти более плотные пластины прослежены сейсмосондированием под островными дугами [50], что рассматривается как доказательство субдукции океанической плиты. Было установлено, что угол наклона и длина погруженной плиты определяют полярность состава и ширину вулканогенного пояса. Считается, что для островных дуг наиболее характерный фундамент — это океаническая кора; иногда в их субстрате отмечаются микроконтиненты (Японские дуги). Островные дуги и глубоководные желоба резко отличаются по геофизическим характеристикам. Гравитационный минимум, соответствующий желобу, в пределах островной дуги сменяется положительной аномалией. Глубоководный желоб обладает наименьшим значением теплового потока, тогда как островным дугам отвечают повышенные его значения. Окраинным бассейнам соответствует повышенный тепловой поток.

Островодужные обстановки обычно резко противопоставляются окраинно-континентальным. Тектонотипом последних считается кайнозойская западная окраина Южно-Американского континента, где в миоцене—плейстоцене формировался Андийский вулканогенный пояс [54]. Латеральный ряд андийского тектонотипа включает: Перуанско-Чилийский глубоководный желоб, разделяющий Тихоокеанскую плиту и континентальную плиту с мощной (60–70 км) земной корой; сформированный на краю последней Андийский вулканогенный пояс, образованный известково-щелочными и субщелочными вулканитами; тыловую зону чешуйчато-надвиговых структур, вергентных в сторону континента. Для Андийского пояса характерно аркообразное изгибание с грабенами во фронтальной и центральной его частях. В Перуанско-Чилийском глубоководном желобе установлен выход полого наклоненной под континент зоны Беньофа.

Более ранние, позднемезозойские вулканиты этого региона рядом исследователей [42, 64] относятся к самостоятельному, резко сегментированному островодужному вулканогенному поясу, не связанному с позднекайнозойским вулканизмом. Однако существует точка зрения (Ж. Обуэн, М.Г. Ломизе, Е.Е. Милановский), что и кайнозойский вулканизм развивался в едином тектоническом режиме, лишь несколько меняющемся во времени. Таким образом, имеется неоднозначность в толковании возрастных объемов и тектонических условий формирования вулканогенных образований андийской континентальной окраины, а следовательно, и всего этого тектонотипа как такового.

О многообразии строения и развития активных окраин континентов свидетельствуют данные Дж.Д. Бигнелла и Н.Дж. Снеллинга [39], которые выделили активную окраину малайского типа. Последняя включает мощный плутоногенный пояс и в целом близка андийской, однако характеризуется весьма длительным — около 300 млн. лет — формированием. Особенностью тектонической обстановки малайского типа является сопровождающая субдукцию аккреция, соединение континентальных блоков друг с другом (в результате их столкновения), что привело к вовлечению в процесс магмообразования больших объемов сиалических масс.

Окраинно-континентальную обстановку кордильерского типа выделили Дж. Дьюи и Дж. Берд, которые связывали ее возникновение с заложением глубоководных желобов у пассивной континентальной окраины. Формирующийся магматогенный свод, ныне выраженный позднемезозойским — раннекайнозойским плутоногенным поясом, разделял два прогиба. Один из них, ныне представленный деформированными и метаморфизованными осадочными отложениями аккреционной призмы, развивался на океанической стороне свода, другой, заполнявшийся флишево-олистостромовыми отложениями, — перед фронтом континента. В дальнейшем произошло надвигание отдельных тектонических чешуй в сторону континента.

Некоторые геологи [55, 59], анализируя тектоническое строение и отложения запада Северной Америки, отмечают ряд явлений, требующих специального объяснения. К таким явлениям, в частности, относится аркозый состав пород части францисканского комплекса. В связи с этим реконструированные латеральные ряды структур, включающие вулканогенные пояса, были дополнены континентальными блоками, являющимися источниками сноса. В последние годы З. Бен-Аврахамом [61] доказана большая роль аллохтонных блоков-террейнов в формировании перикоанических и окраинно-континентальных структур. Будучи "впаянными" в океаническую кору, эти террейны (фрагменты островных дуг, континентов и т.д.) при субдукции и коллизии причленяются к окраинам континентов, формируя экзотические блоки среди образований, возникших "in situ".

Следует отметить различную интерпретацию тектонической обстановки формирования позднемезозойских — раннекайнозойских магматических пород запада Северной Америки. Если Дж. Дьюи и Дж. Берд считают кордильерскую и андийскую континентальные окраины однотипными, то У. Гамильтон первую из них относит к островодужной. Л.П. Зоненшайн, М.И. Кузьмин и В.М. Моралев, именуя тектоническую обстановку запада Северной Америки невадийской, реконструируют здесь следующий латеральный ряд. Францисканская формация отражает условия океанического ложа и глубоководного желоба; далее на восток следуют: терригенные осадки континентального склона (Большая Долина) и, наконец, активная континентальная окраина со сменой в глубь континента от интрузий тоналит-гранодиоритового типа до гранит-гранодиоритового с одновременным увеличением в этом же направлении кислотности, щелочности, калиевоности, радиогенности. Несомненной считается связь магматизма с сейсмофокальной зоной, возникшей вследствие субдукции океанической плиты. Указанные исследователи отмечают, что невадийская обстановка близка к андийской (по приуроченности к континентальной окраине), но отличается от нее составом магматических пород, которые близки к островодужным; однако признаки островной дуги или окраинного моря здесь отсутствуют. По А.А. Ковалеву, различие островной дуги, окраин андийского и кордильерского типа заключается в характере надвигаемой плиты — в первом случае океанической или переходной, во втором — мощной континентальной, в третьем — переходной.

Всего два типа поясов — андийский и островодужный — выделил Р. Дж. Стерн, причем главным критерием их разграничения послужил характер субстрата. К андийскому типу он отнес все пояса, размещающиеся в пределах континентов и прилегающих островов на коре континентального и переходного типа. Все прочие пояса, развивающиеся в Тихом океане преимущественно на океанической коре, отнесены им к островодужным. В результате такого подхода была нарушена структурная целостность вулканогенных поясов; так, единый Курило-Камчатский пояс отнесен Р. Дж. Стерном частично (Японские о-ва, Камчатка) к андийскому и частично (Курильские о-ва) к островодужному типам.

Противопоставление островных дуг континентальным окраинам запада Южной Америки — очень распространенная точка зрения. О.А. Богатиков, Л.П. Зоненшайн и В.И. Коваленко при анализе особенностей магматизма границ конвергентных литосферных плит рассматривают его на фоне двух тектонических обстановок — "внутриокеанических островных дуг и активных континентальных окраин с островными дугами", с одной стороны, и "активных континентальных окраин андийского типа (без островных дуг)" — с другой. Согласно В.Е. Хаину и А.Е. Михайлову, вулканогенные пояса входят в состав двух типов тектонических обстановок — в "активные окраины континентов" (куда отнесены все современные островные дуги запада Тихого океана) и в "редуцированные активные континентальные окраины андского типа"; островные дуги тектонической обстановки первого типа в зависимости от строения субстрата разделены на энсиалические и энсиматические, причем отмечено, что характер субстрата может меняться по простираюнию единой островной дуги. Близкой точки зрения придерживается Т.П. Фролова, противопоставляющая островные дуги (развивающиеся на различном фундаменте — от океанического до континентального) и орогенные вулканические пояса, закладывающиеся на континентальной коре.

Таким образом, все выше перечисленные содержащие вулканогенные пояса тектонические обстановки, по мнению большинства исследователей, обладают общим структурным элементом — сейсмофокальной зоной. Однако по ряду других существенных признаков — по положению относительно континентов и океанов, по строению фундамента, особенностям латерального ряда структур и длительности формирования вулканогенных поясов — эти обстановки трактуются весьма различно.

В ряде случаев условия формирования вулканогенных поясов могут сочетаться с другими тектоническими обстановками, в результате чего в один латеральный ряд включаются структуры и вулканогенные образования, имеющие различную генетическую природу. Примером может служить сонахождение на западе Северной Америки позднемезозойских известково-щелочных пород и вулканитов толеитовой, щелочной и бимодальной серий. Эту тектоническую обстановку, в которой процесс субдукции был осложнен рифтогенезом, М.И. Кузьмин [8] назвал "калифорнийской". В.В. Белоусов, подчеркнувший своеобразие тектонического строения Кордильер Северной Америки, считает, что этот регион, характеризующийся сочетанием признаков орогенного и рифтогенного

режимов, следует выделять в качестве колумбийского тектонотипа переходной зоны континент—океан (наряду с тихоокеанским и атлантическим тектонотипами).

Другой аспект проблемы тектонических условий формирования вулканогенных поясов — их место в вертикальном разрезе земной коры и роль в эволюции последней. В процессе разработки теории геосинклиналей неоднократно обсуждался вопрос о временном положении андезитового магматизма (образующего, по современным воззрениям, островодужные и окраинно-континентальные пояса) в вертикальном разрезе геосинклинальных поясов.

Г. Штилле возникновение указанного магматизма связывал с геосинклинальным и эпигеосинклинальным этапами. Схема этапности магматизма — от базальтового эвгеосинклинального через андезитовый и габбро-плагиогранитный на средней, зрелой стадии геосинклинального цикла до андезитового и риолитового на заключительной, орогенной стадии была в целом поддержана и развита многими учеными (А.А. Богданов, М.В. Муратов, В.Е. Хаин, Е.Е. Милановский, Ю.М. Шейнманн и др.). Согласно этим представлениям, известково-щелочной магматизм имеет строго определенное положение в разрезе геосинклинальных поясов и генетически связан с развитием последних.

Однако сформировалось и иное мнение, разделявшееся Дж. Холлом, В.А. Обручевым, Г. Штилле, Э. Арганом, С.С. Шульцем, А.Д. Шегловым, Ю.А. Кузнецовым, М.С. Нагибиной, Н.И. Николаевым и другими исследователями, согласно которому существуют внегеосинклинальный магматизм (выделенный при изучении мезозойд Азии) и сопутствующие ему структуры, определявшиеся обычно как "внегеосинклинальные", "дейтероорогенные", "структуры ревивации", "структуры тектоно-магматической активизации" и т.д. Странники этой точки зрения указанный магматизм считают следствием тектоно-магматической активизации стабилизированных областей, причем этот внегеосинклинальный магматизм противопоставляется эпигеосинклинальному (орогенному). Ю.М. Шейнманн пришел к выводу об общности свойств эпигеосинклинального и внегеосинклинального орогенного магматизма, что позволило ему оба типа магматизма связывать с геосинклинальным режимом. Практически эти же данные Е.Д. Карповой и Ю.А. Кузнецовым расценивались как доказательство негеосинклинальной природы всего орогенного магматизма.

Таким образом, проявления андезитового вулканизма геологами издавна отмечались как на среднем и позднем этапах развития геосинклинальных областей, так и после завершения их формирования. В последнем случае возникали большие трудности в объяснении генетической природы этого магматизма, поскольку временная и структурная его оторванность от фундамента не давала возможности причинно связать андезитовый магматизм с предшествующим тектоническим режимом.

В ходе разработки теории геосинклиналей предпринимались неоднократные попытки найти место вулканогенным поясам обрамления Тихого океана в общем геосинклинальном процессе, что, однако, не привело к однозначному решению.

Многие геологи (А.А. Богданов, Г.М. Власов, А.Л. Книппер, П.Н. Кропоткин, М.С. Марков, Е.К. Мархинин, М.В. Муратов, В.Е. Хаин, Н.С. Шатский, Ю.М. Шейнманн и др.) рассматривали островные дуги как не завершившие развития современные геосинклинали, хотя существовало мнение (Л.И. Красный, Ю.М. Пушаровский) о специфичности этих геосинклиналей.

М.С. Марков, изучая островные дуги, развивающиеся на океанической коре, пришел к выводу об их аналогии с эвгеосинклинальными зонами прошлого. П.Н. Кропоткин и К.А. Шахварстова островные дуги Тихого океана рассматривали как новейшие геосинклинали, закладывающиеся на сиалическом субстрате, образованном структурами завершенных геосинклинальных циклов. К такому же выводу пришел и Д. Умбгров, изучая Индонезийскую дугу. Однако наиболее распространена точка зрения, что островодужные вулканогенные пояса являются выражением лишь среднего, последующего за эвгеосинклинальным этапом развития того или иного региона (В.Е. Хаин, А.Е. Михайлов и др.). С этих позиций Курило-Камчатский пояс рассматривают В.К. Ротман и М.Н. Шапиро.

В.В. Белоусов среди островных дуг выделил два типа. Островные дуги первого типа (Япония, Филиппины, Новая Гвинея и др.), согласно его точке зрения, пережили полициклическое ортогеосинклинальное развитие и с неогена вступили в орогенный режим с наземным вулканизмом, дуги же второго рода, представляющие приразломные парагеосинклинали, формируются непосредственно на утолщенной океанической коре; в этих дугах отсутствуют складчатость, региональный метаморфизм и анатексис и развит интенсивный магматизм.

Относительно историко-тектонического места вулканогенных поясов, занимающих окраинно-континентальное положение, существуют различные мнения. Чаще всего эти пояса относят к закономерно появляющимся в ходе тектонической эволюции геосинклинальных областей структурам орогенного класса (Охотско-Чукотский пояс [3, 14], Андийский пояс [10]). Вместе с тем развивается мысль [7, 16, 36] о независимости этих вулканогенных поясов от предшествующего их появлению геосинклинального режима.

Разнообразие размещения вулканогенных поясов по отношению к другим структурам земной коры нашло отражение в ряде классификаций. Е.Е. Милановский, подытоживая опыт изучения мезозойских и кайнозойских вулканогенных поясов (включая и тихоокеанские), отметил их существенную разнородность. По находению в разрезе им выделены эпигеосинклинальные и эпишлатформенные (возрожденные или дейтоорогенные) пояса, которые по положению в латеральном ряду структур представлены межматериковыми и внутриматериковыми, периокеаническими, межокеаническими, внутриокеаническими поясами. Многообразие тектонической позиции зон андезитового магматизма Тихоокеанского кольца подчеркнул В.Ф. Белый [2]. По его мнению, эти зоны появляются: 1) на определенных стадиях развития ортогеосинклиналей; 2) вне связи с развитием фундамента: а) в виде отличных от ортогеосинклиналей "андезитовых" геосинклиналей, б) как краевые вулкано-

генные пояса, причинно связанные с развитием смежных молодых геосинклинальных областей.

М.Г. Ломизе [10] все зоны известково-щелочного магматизма Тихого океана рассматривает в качестве активных элементов геосинклинальных областей, противопоставляя этот магматизм эвгеосинклинальному. Среди указанных элементов, объединенных общим признаком — связью с сейсмофокальными зонами, М.Г. Ломизе выделяет окраинно-континентальные лиминарные системы и островные дуги, а последние по характеру фундамента разделяет на энсиалические и энсиматические; при этом подчеркивается близость вулканизма лиминарных систем и энсиалических островных дуг.

А.Д. Щеглов и его сотрудники [15] при разработке классификации вулканогенных поясов на востоке Азии отказались от постулатов теории геосинклиналей и исходили из тектонического положения этих поясов и степени консолидации их субстрата. С этих позиций ими выделены пояса: островодужные (располагающиеся на стыке океанических и континентальных плит), окраинно-материковые (отделяющие кору переходного типа от континентальной) и внутриконтинентальные (со сложным субстратом, сочетающим блоки коры повышенной мощности и блоки маломощной коры). Авторами подчеркивается влияние субстрата на состав вулканитов пояса.

Относительно роли вулканогенных поясов в развитии земной коры широкое распространение получили идеи, выдвинутые А.В. Пейве, М.С. Марковым, А.А. Моссаковским, Н.А. Штрейсом и их коллегами. Согласно их воззрениям, островодужные вулканогенные пояса рассматриваются в качестве индикаторов формирования гранитно-метаморфического слоя и коры переходного типа в целом, тогда как краевые вулканогенные пояса признаются показателем становления зрелой континентальной коры. В применении к вулканогенным поясам западной части Тихоокеанского кольца эта концепция была разработана М.С. Марковым, Ю.М. Пушаровским и С.М. Тильманом [3]. При этом подчеркивалась решающая роль конструктивных процессов в формировании зоны перехода континент—океан в данном регионе, хотя отмечалось осложнение этих процессов явлениями деструкции континентальной коры. Наряду с этим имеется и другая точка зрения, развиваемая В.В. Белоусовым и его сотрудниками, согласно которой в этом регионе в зонах перехода континент — океан происходит процесс базификации — замещение континентальной коры молодой океанической.

Проблема трактовки тектонического положения вулканогенных поясов обычно тесно связана с пониманием генетической их природы, что частично уже было показано выше. Одна из трактовок предполагает появление вулканогенных поясов как следствие тектонического развития их фундамента. В применении к конкретным вулканогенным поясам эта трактовка в ряде случаев приводит к различной оценке историко-тектонического положения разных сегментов единого пояса (особенно если они закладывались на различном фундаменте), вследствие чего нарушается генетическая целостность единого пояса [14, 28].

Сторонники второго направления не связывают происхождение вулканогенных поясов непосредственно с явлениями, происходящими в их фундаменте, а считают их генетически predetermined процессами, протекающими в смежных тектонически активных областях. По Н.С. Шатскому, вулканогенный пояс фиксирует местоположение зон крупных тектонических швов, отделявших с запада зарождающуюся геосинклинальную площадь. Именно такое понимание этих структур позволило А.А. Богданову назвать их "краевыми вулканогенными поясами". На краевое, периферическое по отношению к Тихому океану положение Восточно-Азиатской системы вулканогенных поясов обращали внимание Л.И. Красный, Ю.М. Пушаровский, М.С. Нагибина, относя эту систему к зоне перехода континент — океан. О тесной связи вулканогенных поясов с процессами, происходящими во внутренней части Тихого океана, сообщает в своих работах В.К. Ротман.

Е.К. Устиев появление Охотско-Чукотского пояса связывал с этапом зарождения смежной с мезозоидами позднемезозойской — кайнозойской геосинклинальной области. В.Ф. Белый [2] полагает, что этот пояс возник на этапе наиболее контрастных движений на границе опускавшейся молодой геосинклинальной области и воздымавшегося края Азиатского материка.

Широкое распространение получило мнение о связи вулканогенных поясов с наклонными сейсмофокальными зонами. Ю.М. Шейнманн ввел в геологию понятие о тектоносферах как о глубинных зонах, совпадающих с зонами Бенъофа и служащих проводниками глубинной энергии и вещества, что обуславливает магматизм и тектоническую активность.

Сторонники тектоники плит (Р. Диц, Кс. Ле Пишон, Дж. Дьюи, Дж. Берд, У. Диккинсон, Л.П. Зоненшайн и др.) возникновение островодужных и окраинно-континентальных вулканогенных поясов связывают с процессом субдукции, происходящим в условиях сближения литосферных плит. А.Митчелл и Г. Ридинг предложили модель развития островных дуг, согласно которой происходит одновременное заложение зоны Бенъофа, глубоководного желоба и вулканической дуги; предполагается два синхронных процесса — субдукция океанической плиты и образование магматических продуктов, создающих вулканогенный пояс. Все эти исследователи в большинстве своем отказались от концепции теории геосинклиналей, равно как и от используемой в ней терминологии; однако существует мнение (В.Е. Хаин, А.Е. Михайлов и др.) о целесообразности (и возможности) увязать основные положения этих направлений.

Важным доказательством связи процессов магматизма с сейсмофокальными зонами и субдукцией литосферной плиты признается асимметрия (полярность, зональность) химического состава вулканогенных поясов вкрест их простирания, которая была выявлена рядом исследователей (Х. Куно, У. Диккинсон, Т. Хатертон, Д. Нинкович, И. Хейс и др.) и нашла в последние годы еще более убедительное подтверждение в кайнозойских поясах северо-запада Тихого океана благодаря работам О.Н. Вольнца, Г.С. Горшкова, В.В. Ковалевой, М.И. Кузьмина, Е.К. Мархинина, Б.Н. Пискунова, Э.И. Пополитова, В.К. Ротмана, В.И. Федорченко

и других исследователей. Связь мезозойских вулканогенных поясов с сейсмофокальными зонами предполагают многие исследователи северо-запада Тихоокеанского кольца [7, 18, 36]. В результате более убедительную трактовку генетической природы получили многие ареалы наземного вулканизма, ранее считавшиеся следствием малообъяснимой тектономагматической активизации консолидированных областей. Так, например, М.С. Нагибина с коллегами [7] пришла к выводу, что магматизм, рассматривавшийся ранее как автономный, в действительности обусловлен процессами, происходящими в зоне перехода континент – океан, и связан с зонами Беньофа. К близким выводам пришли Р.Б. Умитбаев и Н.А. Шило.

Таким образом, приведенный обзор показывает, что в основном имеются две точки зрения на генетическую природу вулканогенных поясов. Согласно одной из них, эти пояса возникают как следствие тектонической эволюции их субстрата, согласно другой – они генетически никоим образом не зависят от предшествующих тектонических режимов и возникают в определенных латеральных геодинамических и тектонических обстановках. Первая точка зрения указывает возможные временные интервалы появления вулканогенных поясов определенного состава в процессе эволюции земной коры (что, кстати сказать, подтверждено многочисленными примерами в процессе разработки теории геосинклиналей), но не объясняет многих вопросов механизма и особенностей пространственного размещения поясов. Вторая точка зрения с различной степенью обоснованности разрешает эти вопросы, однако в ней отсутствует исторический подход к пониманию явлений: отрицается какая-либо связь и преемственность геологических процессов во времени.

Глава II

ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИЕ – РАННЕКАЙНОЗОЙСКИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ТИХОГО ОКЕАНА

Приводимая ниже характеристика позднемезозойских – раннекайнозойских структур северо-востока Азии необходима для выяснения тектонической позиции вулканогенных поясов, возникших в зоне перехода континент – океан, а также для реконструкции палеотектонических и палеогеодинамических обстановок их формирования. В данном разделе охарактеризован регион, включающий следующие позднемезозойские – раннекайнозойские вулканогенные пояса: позднеюрские – раннемеловые (в том числе Удско-Мургальский), меловой Охотско-Чукотский, позднеэоценовый – раннемиоценовый Камчатско-Корякский, а также северо-восточное окончание олигоценового – миоценового Курило-Олюторского. Все эти пояса находятся в пределах двух тектонических областей (рис. 1) – Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской (в се-

верной ее части), которые и рассмотрены ниже. Кроме того, охарактеризованы структуры, имеющие общее значение для всей зоны перехода континент – океан, – трансрегиональные разломы.

Верхояно-Чукотская и Корякско-Камчатская тектонические области, рассмотренные во многих работах [2, 3, 6, 17, 23, 28, 29, 27 и др.], судя

Рис. 1. Тектоническая схема северо-западного обрамления Тихого океана.

Верхояно-Чукотская тектоническая область позднемезозойской межконтинентальной коллизионной складчатости. 1 – докембрийские кристаллические породы Сибирского континента (вместе с палеозойско-мезозойским чехлом); 2 – докембрийские кристаллические породы других блоков континентальной коры (ОМ – Омолонский, ВЧ – Восточно-Чукотский); 3 – рифейско-раннемезозойский карбонатно-терригенный шельфовый комплекс докембрийских континентов; 4 – юрский офиолитовый комплекс; 5 – позднеюрские – валанжинские вулканогенные островодужные и окраинно-континентальные комплексы; 6 – тектонически совмещенные блоки докембрийской континентальной коры и палеозойского офиолитового комплекса, перекрытые позднеюрским вулканогенным комплексом Уяндино-Ясачинского островодужного пояса; 7 – тектонически совмещенные блоки докембрийской континентальной коры, палеозойских – раннемезозойских офиолитовых и островодужных комплексов, перекрытые позднеюрским – раннемеловым терригенно-вулканогенным комплексом Олойского окраинно-континентального пояса; 8 – позднеюрский – раннемеловой молассовый комплекс впадин, генетически связанных с покровно-надвиговыми структурами; 9 – раннемеловые гранитоиды коллизионного типа. Зоны Верхояно-Чукотской тектонической области: ЯК – Яно-Колымская, ИН – Индигирская, АО – Алазейско-Олойская, АЧ – Анюйско-Чукотская; подзоны (в скобках): АН – Анюйская, Ч – Чукотская, ПЗ – Пекульнейско-Золотохребтовская).

Корякско-Камчатская тектоническая область позднемезозойской – раннекайнозойской периокеанической складчатости и покровообразования. 10–12 – Пенжинско-Анадырская зона: 10 – позднеюрский – раннемеловой терригенно-вулканогенный комплекс Удско-Мургалского островодужного внутриокеанического пояса, 11 – то же, в аллохтонном залегании, 12 – преимущественно юрский – меловой терригенный комплекс фронтальной невулканической дуги в сочетании с террейнами палеозойских образований; 13 – Корякская зона: тектонические покровы палеозойских и позднеюрских – раннемеловых офиолитовых комплексов в сочетании с позднеюрскими – сенонскими комплексами преддуговых прогибов, а также с позднеюрскими – раннемеловыми островодужными ассоциациями; 14–15 – Укэлятско-Олоторская зона: 14 – сенонский флишевый комплекс тылового прогиба, 15 – Олоторская система тектонических покровов, образованных альб-палеогеновыми офиолитовыми, позднемеловыми вулканогенными островодужными и палеогеновыми флишеидными комплексами; 16 – альб-сенонский Охотско-Чукотский окраинно-континентальный пояс; 17 – позднеэоценово-раннемиоценовый окраинно-континентальный Камчатско-Корякский вулканогенный пояс; 18 – олигоцен-миоценовый Курило-Олоторский островодужный окраинный континентально-океанический вулканогенный пояс.

19 – зоны маастрихт-раннекайнозойского рифтогенеза. 20 – чехол четвертичных отложений; 21 – тектонические покровы и чешуйчато-надвиговые структуры (фронтальные части): ЗВ – Западно-Верхоянский, АТ – Адыча-Тарынский, Д – Дарпирский, БУ – Березовско-Умкувеемский, КЯ – Камешковско-Яракваамский, ПК – Пекульнейский, ЕО – Колочинский, ТМК – Таловско-Майнско-Кутинский, УУ – Унэйваямско-Укэляятский, ЛВ – Лесновско-Ватынский; 22 – крупные сдвиги (РБ – Раучуанско-Бельский). 23 – геологические границы; 24 – границы секторов Охотско-Чукотского пояса и их номера (I – Удско-Ульинский, II – Охотский, III – Гижигинский, IV – Пенжинский, V – Анадырский, VI – Центрально-Чукотский, VII – Канчаланский, VIII – Восточно-Чукотский)

по последним данным (полученным в том числе и из материалов космических съемок), характеризуются широким развитием складчато-надвиговых и покровно-надвиговых дислокаций; обе тектонические зоны различаются возрастом и условиями формирования этих дислокаций. Первая из указанных областей характеризуется проявлением позднемезозойской межконтинентальной коллизионной складчатости; складчато-покровные структуры, свойственные второй тектонической области, формируются в течение позднего мезозоя — кайнозоя в периокеанических условиях в районе обрамления Тихого океана.

Для предпринятого анализа вулканогенных поясов важной оказалась характеристика их субстрата. Верхояно-Чукотская тектоническая область обладает зрелой континентальной корой [28, 29]. В ее пределах установлены (Э.Э. Фотиади и др.) повышенные значения мощности земной коры (36—42 км) и максимальные в пределах региона мощности гранитного слоя (20 км). Эта область характеризуется низким уровнем регионального гравитационного поля и наличием крупных региональных минимумов овальной или изометричной формы, которые многими исследователями связываются с участками гранитизации земной коры. С юга от Корякско-Камчатской тектонической области Верхояно-Чукотская область отделена региональной гравитационной ступенью, которая связана с полосой резкого изменения мощности земной коры (перепад глубин поверхности M около 10 км) и качественным изменением ее внутреннего строения (изменением типа коры).

По геофизическим данным Корякско-Камчатская тектоническая область в целом хорошо отличается от Верхояно-Чукотской. Ей соответствует повышенное региональное гравитационное поле. В пределах Корякско-Камчатской тектонической области развита кора переходного типа умеренной мощности (34—39 км), характеризующаяся сокращенной мощностью гранитного слоя (13—15 км).

ВЕРХОЯНО-ЧУКОТСКАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ОБЛАСТЬ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКОЙ МЕЖКОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОЛЛИЗИОННОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

Эта область, образовавшаяся в результате позднеюрской — раннемеловой коллизии Северо-Американской литосферной плиты (Чукотско-Аляскинского ее блока) с Евразийской [6, 22, 41], состоит из нескольких сиалических блоков, разделенных зонами интенсивно дислоцированных покровно-надвиговых структур, возникших на месте раскрывшихся океанических бассейнов. Коллизионный процесс вызвал срывы и дислоцированность чехла континентальных блоков, который приобрел складчато-надвиговое строение (рис. 2).

В западной части Верхояно-Чукотской тектонической области располагается Яно-Колымская зона [25], характеризующаяся широким развитием мощного терригенного верхоянского комплекса, который в каменноугольно-юрское время накапливался на пассивной окраине Сибирского континента. Этому комплексу предшествовало формирование ри-

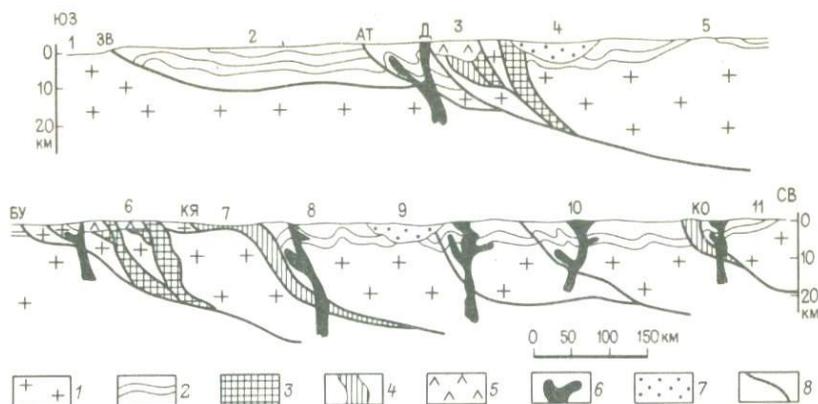


Рис. 2. Схематический геологический разрез Верхояно-Чукотской тектонической области.

1 — блоки докембрийского континента; 2 — рифейско-раннемезозойский карбонатно-терригенный шельфовый комплекс; 3 — палеозойский и раннемезозойский офиолитовый и островодужный комплексы нерасчлененные; 4 — юрский офиолитовый комплекс; 5 — позднеюрско-неокомовые терригенно-вулканогенные комплексы островодужных и окраинно-континентальных вулканогенных поясов; 6 — раннемеловые гранитоиды коллизионного типа; 7 — позднеюрский — раннемеловой комплекс орогенных впадин; 8 — надвиги.

Цифры на разрезе: 1 — Сибирский континент, 2 — Яно-Колымская зона, 3 — Индигирская зона (включая Уяндино-Ясачнинский вулканогенный пояс), 4 — Момо-Зырянская впадина, 5 — Омолонский континентальный блок, 6 — Олойская зона (включая Олойский вулканогенный пояс), 7 — Южно-Анюйская зона, 8 — Анюйская подзона, 9 — Раучуанская впадина, 10 — Чукотская подзона, 11 — Восточно-Чукотский континентальный блок. Буквенные обозначения те же, что на рис. 1

фейско-вендского карбонатно-терригенного и ниже-среднепалеозойского существенно карбонатного комплексов. Архейские кристаллические породы Сибирского континента — гнейсы с биотитом, гранитом, кордиеритом, гиперстеном, амфиболом, амфибол-пироксеновые и амфибол-биотитовые сланцы, мраморы и кварциты вскрываются в так называемом Охотском массиве, где они перекрыты рифейско-палеозойскими и мезозойскими образованиями, в том числе породами Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

На восточном ограничении Яно-Колымской зоны располагается Иньяли-Дебинская подзона, тектоническая позиция которой расценивается по-разному [18, 23, 28 и др.]. По-видимому, здесь тектонически совмещены кремнисто-терригенная формация верхнего палеозоя — нижнего мезозоя чехла восточного шельфа Сибирского континента и флишоидная формация триаса — средней юры тылового прогиба восточнее расположенного Уяндино-Ясачнинского пояса. О явлениях коллизии свидетельствуют вергентные в сторону континента складчато-надвиговые дислокации в этой флишоидной формации, которые из Иньяли-Дебинской подзоны непрерывной полосой протягиваются на север-восток по западному краю Омолонского континентального блока (см. рис. 1).



В эту подзону складчато-надвиговых дислокаций конформно вписывается Колымский пояс раннемеловых гранитоидов, маркирующий коллизионный фронт. Геологические и геофизические данные Ю.Я. Ващилова, Ф.Г. Заединова, В.А. Серебрякова и других исследователей показали, что конкордантные линзовидной формы массивы гранитоидов этого пояса имеют состав, коррелирующий с составом субстрата, и обладают повышенной калиево-известковистостью и глиноземистостью [18, 23], а также оловянно-вольфрамовой и молибденовой металлогенической специализацией. В эндоконтакте этих массивов характерно присутствие гнейсовидных гранитоидов, а в экзоконтакте — мигматитов, турмалин-биотитовых, кордиеритовых и андалузитовых роговиков.

Дислокации Яно-Колымской зоны характеризуются сочетанием протяженных складок и надвигов с общей вергентностью в западном направлении. Формирование этих складчато-надвиговых дислокаций было длительным и, по крайней мере, двухактным; выявляются два типа усиления тектонических движений: предпозднеюрский и неокомовый. Этапы возрастания скорости горизонтальных перемещений фиксируются олистостромовыми образованиями, которые в пределах Иньяли-Дебинской подзоны и обрамляющих ее с востока чешуйчато-надвиговых систем Индигирской зоны описаны в норийских, батских и верхнеюрских отложениях [18, 28].

Восточнее на образования Иньяли-Дебинской подзоны по Дарпирскому надвигу надвинута система узких тектонических чешуй Индигирской зоны, в которой, по данным С.М. Тильмана и А.П. Ставского, совмещены рифей-нижнепалеозойский офиолитовый, рифей-среднепалеозойский карбонатно-терригенный и позднепалеозойский — раннемезозойский терригенно-туфогенный комплексы. Аккреция этих разновозрастных комплексов (маркирующих соответственно обстановки: океаническую, шельфа древнего континента, а также активной континентальной окраины) произошла, вероятно, в предбатское время, индикатором чего служит бат-келловейская грубообломочная моласса весьма непостоянной мощности. В позднеюрское время здесь возник Уяндино-Ясачинский энсалический вулканогенный пояс, который, по данным А.П. Ставского, связан с наклоненной на запад сейсмофокальной зоной и образован двумя магматическими комплексами: нижним оксфорд-нижнекемериджским толеитовым и известково-щелочным и верхним верхнекемериджским — волжским существенно риолитовым. Раннемеловая коллизия, прервав формирование Уяндино-Ясачинского пояса, обусловила развитие в нем чешуйчато-надвиговых дислокаций.

В примыкающей с востока к Индигирской зоне Момо-Зырянской впадине [28] распространена угленосная моласса, что позволяет связывать образование впадины с вызвавшей коллизией раннемеловой орогенической фазой, причем фундаментом этой впадины служили, вероятнее всего, структуры Алазейско-Олойской зоны.

Таким образом, западная часть Верхояно-Чукотской тектонической области представляет собой серию ограниченных надвигами блоков и пластин, вергентных в западном направлении, в сторону Сибирского

континента, оформившихся главным образом в раннемеловое время, когда произошла наиболее крупная заключительная орогенетическая фаза, вызванная коллизией континентальных блоков. Здесь выделяются по крайней мере три крупные покровно-надвиговые структуры, фронтальные части которых представлены следующими издавна выделяющимися разломами: Западно-Верхоянским и Нелькано-Колымским (ограничивающими Верхояно-Чукотскую область с запада), Адыча-Тарыньским (составляющим западное ограничение Иньяли-Дебинского синклинория), Дарпирским (являющимся западной границей Индигирской зоны). В целом в западной части Верхояно-Чукотской тектонической области отмечается [18] возрастание интенсивности дислокаций палеозойско-мезозойских образований в направлении с запада на восток; при этом максимальной степени дислоцированности обладает Индигирская зона, а в несколько меньшей мере — примыкающая к ней с запада Иньяли-Дебинская подзона.

Центральную часть Верхояно-Чукотской тектонической области занимает Омолонский континентальный блок [4, 6, 23, 28, 29], который на северо-западе включает Приколымское поднятие, а на юго-востоке продолжается на территорию п-ова Тайгонос. О северо-восточном его ограничении судить трудно, поскольку оно перекрыто тектоническими покровами, шарьированными сюда из Алазейско-Олойской зоны; однако продолжением Омолонского континента являются, видимо, не только Лево-Олойское и Еропольское поднятия [23], но и блоки во внутренней части названной зоны. В современной геологической структуре Омолонский блок в плане имеет треугольную форму, ограниченную шарьированными на этот блок покровно-надвиговыми структурами, формирование которых произошло в раннем мелу. На западе в этих дислокациях принимают участие отложения широкого возрастного диапазона — от рифея до юры включительно. Расположенное здесь Приколымское поднятие представляет собой серию тектонических субмеридиональных пластин рифейских и палеозойских пород, надвинутых со стороны Алазейско-Олойской зоны на триас-юрский чехол флишеидных отложений, сформировавшихся на западной окраине Омолонского блока. Этот чехол триас-юрских отложений, протягивающийся полосой северо-западного простирания по западной окраине Омолонского блока (так называемый Сугойский прогиб), также формирует серию чешуйчато-надвиговых структур, вергентных в восточном направлении. На юго-востоке Омолонского микроконтинента протягивается вергентная в северном направлении Юдома-Алучинская система надвигов (см. рис. 1), в которой участвуют пластины архейских и рифей-мезозойских образований. В эту же систему надвигов входят тектонические чешуи, сложенные триас-юрским флишем, полоса которого из так называемого Гижигинского прогиба простирается далее на северо-восток, в бассейны рек Пенжины и Тылхоя. Таким образом, формационно и пространственно единая полоса этих триас-юрских отложений, маркирующих обстановку краевой части шельфа и континентального склона, протягивается на большой территории, включая восточную часть Яно-Колымской зоны и периферию Омолонского континента.

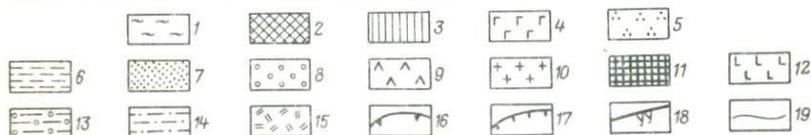
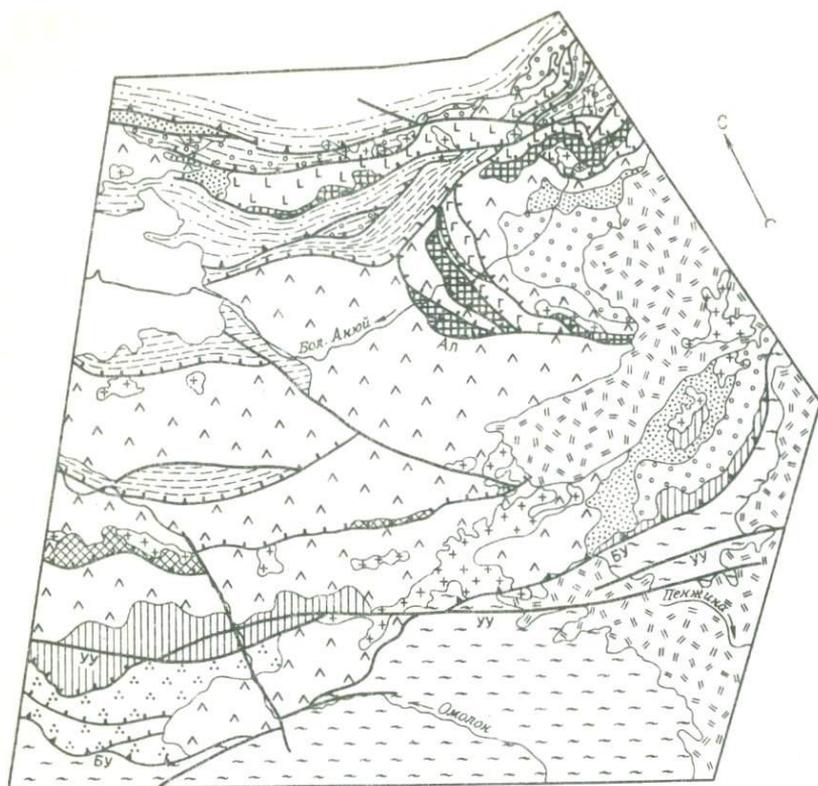


Рис. 3. Схема размещения главных тектонических покровов и чешуйчато-надвиговых систем в Олойской и Южно-Ануйской зонах по материалам космических съемок.

1 – Омолонский блок архейской континентальной коры. Олойская зона: 2 – блоки архейской континентальной коры с палеозойскими шельфовым и рифтогенным комплексом (дорифейские сланцы, палеозойские терригенные, карбонатно-терригенные, реже терригенно-вулканогенные образования нерасчлененные); 3 – палеозойский шельфовый и рифтогенный комплексы нерасчлененные (терригенные, карбонатно-терригенные, кремнисто-терригенные, терригенно-вулканогенные образования); 4 – палеозойско-мезозойские терригенно-кремнисто-вулканогенные комплексы океанических бассейнов; 5 – палеозойско-раннемезозойские, преимущественно шельфовые терригенные комплексы; 6 – триасовый терригенно-туфогенный комплекс тыловых и преддуговых прогибов; 7–8 – молассовые комплексы впадин, размещающихся перед фронтом или в тылу покровно-надвиговых структур [7 – верхнеюрско-неокомовые песчано-алевролитовые отложения ("нижняя моласса"), 8 – верхнебарремско-среднеальбские песчаниково-конгломератовые отложения ("верхняя моласса")]; 9 – верхнеюрский – неокомовый терригенно-вулканогенный комплекс Олойского и Нутесьинского вулканогенных поясов; 10 – раннемеловые коллизионные гранитоиды. Южно-Ануйская зона: 11 – базитовый и гипербазитовый комплексы верхнеюрской океанической коры; 12 – верхне-

лонского блока; из этого следует вывод о близком пространственном размещении в триасе Сибирского и Омолонского континентов.

На северо-восточную окраину Омолонского континентального блока надвинута серия чешуйчатых надвигов, в которых участвуют породы различной формационной принадлежности, шарьированных также из Алазейско-Олойской зоны.

В Центральной части Омолонского блока вскрываются архейские кристаллические породы с возрастом 3,4 млрд. лет [25], перекрытые слабодислоцированным маломощным карбонатно-терригенным рифейским — мезозойским шельфовым комплексом, а также бимодальным девонским рифтогенным комплексом.

Между Сибирским и Омолонским континентальными блоками на западе и юго-западе и Чукотским на северо-востоке располагаются две зоны — Алазейско-Олойская и Южно-Ануйская.

В рассматриваемую территорию входит лишь восточный отрезок Алазейско-Олойской зоны, который для удобства изложения именуется в дальнейшем Олойской зоной. Анализ космических снимков показал, что структуру этой зоны определяет широкое развитие здесь чешуйчато-надвиговых систем и тектонических покровов (рис. 3). Таким образом, отмеченное С.М. Тильманом [28] пространственное совмещение здесь разнородных литологических комплексов является, вероятно всего, следствием аккреции. В пределах Олойской зоны тектонически совмещены докембрийские сиалические блоки (составляющие, по-видимому, северо-восточную окраину Омолонского микроконтинента), а также разнородные образования, сформировавшиеся как на активных континентальных окраинах, так и в океанических обстановках.

Распространено мнение о наличии здесь офиолитов палеозоя [28]; однако их возраст установлен на основании находок фауны в формационно иных отложениях, в связи с чем не исключено, что эти офиолитовые пластины являются позднюрскими и генетически связаны с Южно-Ануйской зоной. Тектонически совмещенные пластины разнородных в формационном отношении докембрийских — раннемезозойских отложений перекрыты в Олойской зоне молассово-вулканогенным верхнеюрским — нижнемеловым комплексом. Покровно-надвиговые структуры имеют здесь в основном юго-западную вергентность и северо-восточную ориентировку, сменяющуюся на юге и востоке зоны (где она перекрывается образованиями Охотско-Чукотского пояса) субширотным простиранием. Наиболее крупные надвиги ограничивают Олойскую зону с юго-запада и северо-востока. Юго-восточное ограничение составляет Березовско-

юрский терригенно-кремнисто-вулканогенный океанический комплекс; 13 — берриас-готеривский флишевый и граувакковый комплексы преддугового прогиба. 14 — Ануйская зона: триасовый терригенный флишевидный шельфовый комплекс. 15 — альб-сенонские вулканоплутоногенные комплексы Охотско-Чукотского пояса. 16 — фронтальные части тектонических покровов или надвиговых систем (БУ — Березовско-Умквуемский), 17 — крупные надвиги прочие. 18 — сдвиги (УУ — Уш-Урукчанский сдвиг). 19 — граница стратиграфического и интрузивного контактов

Умкувеевская покровно-надвиговая система, разделенная Уш-Урукчанским сдвигом на две части — северо-западную Березовскую и юго-восточную Умкувеевскую (см. рис. 3). Березовская часть рассматриваемой покровно-надвиговой системы, изученная В.С. Шульгиной и ее коллегами, состоит из чередующихся чешуй палеозойских и кремнисто-терригенных и раннемезозойских флишоидных карбонатно-терригенных и туфогенно-терригенных пород. Неоавтохтоном является верхнеюрская — раннемеловая моласса. На юго-западном обрамлении Олойской зоны размещается полоса сгущения массивов гранитоидов, протягивающаяся из бассейна р. Север через долину р. Олоя в междуречье Еропола — Яблона; указанная полоса гранитоидов конформна Березовско-Умкувеевской покровно-надвиговой системе, а отдельные их массивы в целом конкордантны по отношению к дислокациям этой системы, что весьма напоминает размещение Колымского пояса интрузий и позволяет предположить коллизионную природу этих гранитоидов.

В Умкувеевском пакете тектонических чешуй, охватывающих Северо-Олойское и Еропольское поднятия, совмещены терригенные, кремнисто-терригенные, карбонатные и бимодальные вулканогенные девонские и каменноугольные образования, а также флишоидные и олистостромовые отложения. В тылу этого пакета чешуй располагается Умкувеевская впадина, баррем-нижнемеловые терригенные отложения которой являются показателем надвигообразования. Нижняя баррем-аптская существенно алевролитовая часть разреза этой впадины сменяется песчаниково-конгломератовой альбской, которая фиксирует этап максимальной раннемеловой коллизии.

В осевой части Олойской зоны ориентированные в северо-восточном направлении пластины докембрийских, палеозойских и триасовых пород надвинуты на верхнеюрские отложения. Наиболее древние слюдистокварцевые, слюдисто-кварц-альбитовые, гранат-биотит-кварцевые, эпидот-кварц-актинолитовые сланцы, кварциты и мраморы [28] вскрываются в Сиверской и Надеждинской пластинах. В первой из них, расположенной в левобережье Омолона, девонские образования (вулканиты кислого состава, туфогенно-терригенные породы) близки к кедонскому комплексу Омолонского микроконтинента; присутствуют существенно терригенные породы карбона и перми. В расположенной в междуречье Олоя — Олойчана Надеждинской пластине выделены вулканиты основного состава предположительно каменноугольного возраста [28]. Образующий тектонические чешуи триас в Олойской зоне представлен туфогенно-терригенным флишем с вулканитами среднего — основного состава. Нижне-среднеюрские отложения — терригенный флиш, в верхней части которого появляются олистостромы с гипербазитами. Таким образом, в Олойской зоне, как и на западе Верхояно-Чукотской области, в средней юре фиксируется импульс горизонтальных движений.

На востоке Олойской зоны располагается наклоненная на юго-восток Алучинская система тектонических покровов, запечатанная баррем-среднеальбской молассой и вулканитами Охотско-Чукотского пояса. Эта система покровов, отчетливо наблюдающаяся на материалах косми-

ческих съемок, содержит пластины гипербазитов, габбро, диабазов, кремнисто-вулканогенных пород, возраст которых принят палеозойским на основании находок каменноугольной фауны в терригенно-карбонатных породах [2, 5]; однако нельзя исключить, что этот офиолитовый комплекс имеет позднеюрский возраст и шарьирован в Олойскую зону из Южно-Ануйской. Формирование Алучинского аллохтона сопровождалось накоплением баррем-среднеальбской молассы в парагенетически связанной с процессом покровообразования Айнахкургенской впадине; эта моласса характеризуется резким возрастанием конгломератов и брекчий в верхней части разреза, что фиксирует максимальную интенсивность горизонтальных движений в апт-альбское время.

Автохтоном для надвигов и покровов Олойской зоны служит верхнеюрский — нижнемеловой вулканогенно-молассовый комплекс, который в предпозднеюрское время являлся неавтохтоном, запечатавшим возникшие к этому моменту покровно-надвиговые структуры, а в середине альба был сорван со своего основания и деформирован, правда, гораздо слабее, чем более ранние образования.

Верхнеюрский — неокомовый комплекс Олойской зоны неоднороден и включает: граувакковую, базальт-дацит-андезитовую и базальт-андезитовую верхнеюрские, а также граувакковую и андезит-базальтовую неокомовые формации [13], которые в совокупности составляют Олойский островодужный вулканогенный пояс. Кроме того, в этот комплекс входит моласса [28] баррем-альбского возраста, развитая в ряде впадин, размещающихся в Олойской зоне и особенно вдоль северного фаса и под чехлом вулканитов Охотско-Чукотского пояса; генетически эти впадины связаны с раннемеловыми покровно-надвиговыми структурами. Важно подчеркнуть, что увеличение в верхней части разреза этих впадин грубообломочного материала имеет общее значение как для Верхояно-Чукотской, так и для Корякско-Камчатской тектонических областей и является показателем интенсивного импульса коллизионных процессов в апте — среднем альбе.

С северо-востока к Олойской зоне примыкает Южно-Ануйская зона, строение которой известно из работ К.Б. Сеславинского, Б.А. Натальина и других геологов. Южно-Ануйская зона — это сутура, структурный шов от закрывшегося океана, маркируемый ныне позднеюрскими офиолитами, шарьированными на юго-запад, на структуры Олойской зоны. Таким образом, в современном виде Южно-Ануйская зона представлена узкой и протяженной системой тектонических покровов, с юго-запада ограниченных Камешковско-Яракваамским надвиговым фронтом (см. рис. 1). Эти покровы сложены гипербазитами, габброидами, а также терригенно-кремнисто-вулканогенными (толеитовыми) образованиями, охарактеризованными фауной волжского яруса и местами превращенными в лавсонит-глаукофановые сланцы. На юго-востоке фронтальной части Южно-Ануйской зоны в Яракваамском пакете тектонических пластин вскрываются сильно измененные, интенсивно дислоцированные базальты, спилиты, кератофиры, которые, вероятнее всего, также относятся к позднеюрскому офиолитовому комплексу Южно-

Анюйской зоны, входя в состав единой фронтальной Камешковско-Яракваамской системы надвигов. В Яракваамском аллохтоне присутствует, кроме того, комплекс разнородных образований, вероятно, олистолиты, в том числе карбонатные и терригенные отложения с каменноугольной флорой, а также отложения олистостромового облика. Самая верхняя пластина Яракваамского аллохтона сложена позднеюрскими габброидами.

В аллохтонном залегании в Южно-Анюйской зоне находятся берриас-валанжинская граувакково-глинистая флишевая и готеривская глинисто-граувакковая формации, содержащие олистостромовые горизонты [13]. Формировались они, по-видимому, в условиях преддугового прогиба. Автохтонный и неавтохтонный комплексы тектонических покровов Южно-Анюйской зоны аналогичны таковым, развитым в Олойской зоне.

С северо-востока на Южно-Анюйскую зону надвинут Чукотско-Аляскинский древний континентальный блок, который в пределах рассматриваемой территории представлен Анюйско-Чукотской зоной, состоящей из трех подзон (см. рис. 1) – Анюйской, Чукотской и Пекульнейско-Золотохребтовской. Эта зона образована мозаикой блоков архейской континентальной коры, которая вскрывается на двух участках – на Чукотском п-ове и в хр. Пекульней. В первом из них образования континентальной коры представлены различного состава гнейсами и кристаллическими сланцами [28, 29], во втором – эндербитами и кристаллическими сланцами, слагающими узкий блок в водораздельной части хр. Пекульней [17].

Архейский континентальный фундамент в пределах рассматриваемой зоны перекрыт чехлом шельфовых карбонатных и карбонатно-терригенных ордовикских, силурийских, девонских и каменноугольных отложений, вскрывающихся в Чукотской и Пекульнейско-Золотохребтовской зонах; в последней эти отложения обнажаются в междуречье Амгуэмы – Анадыря, в том числе и из-под вулканитов протягивающегося здесь Канчаланского сектора Охотско-Чукотского пояса, что служит индикатором присутствия здесь древней континентальной коры (южная граница которой проходит примерно по широте южного окончания хр. Пекульней). Чехол шельфовых отложений в Анюйско-Чукотской зоне венчается песчано-алевролитовыми, нередко флишеидными отложениями триаса, которые содержат линзы среднетриасовых линзовидных тел диабазов и габбро-диабазов, являющихся показателем кратковременной деструкции земной коры.

Шельфовый чехол древних континентальных блоков Анюйско-Чукотской зоны в результате раннемеловой их коллизии был сорван с фундамента с образованием покровно-складчатых дислокаций. В Анюйской и Чаунской подзонах эти дислокации, обладая западной и юго-западной вергентностью, в плане образуют выпуклую к югу дугу, продольно разделенную Раучуанской впадиной на две составляющие. В Анюйской складчато-надвиговой подзоне ниже-среднетриасовые отложения надвинуты на поздне-триасовые; в Чукотской подзоне на триасовые отложения надвинуты покровы палеозойских пород.

В покровно-складчатые дислокации Анойско-Чукотской зоны вовлечены и пластины основных и ультраосновных пород, которые ныне в виде офиолитовых сутур разделяют в этой зоне блоки древней континентальной коры. Эти сутуры, подобно Южно-Анойской, маркируют закрывшиеся океанические бассейны и имеют сложное покровно-чешуйчатое строение с вергентностью в западном и юго-западном направлениях. В Пекульнейско-Золотохребтовской подзоне ориентировка офиолитовых швов субмеридиональная. В наиболее крупном из них, протягивающемся в хр. Пекульней, офиолитовые пластины сложены гипербазитами и верхнеюрскими кремнисто-вулканогенными породами, сопровождающимися серпентинитовым меланжем и раннемеловыми олистостромовыми отложениями [17, 28]. Аналогичные узкие субмеридиональные зоны с пикрит-базальтовой ассоциацией (рассланцованной и гранитизированной в связи с более поздними наложенными процессами) вскрываются из-под чехла вулканитов Канчаланского сектора Охотско-Чукотского пояса и в других, более восточных частях Пекульнейско-Золотохребтовской подзоны — в левобережье Танюрера, правобережье Ильмынейвеема, междуречье Ктэпнайваам — Озерная, где они разделяют блоки континентальной коры.

Признаки офиолитовых сутур имеются и в других частях Анойско-Чукотской зоны. Так, на территории восточной Чукотки от верховьев рек Амгуэмы и Телекай на западе и до р. Эргувеем на востоке В.Н. Воеводин, Н.Г. Житков и В.А. Соловьев выделили субширотную Заливокрестовскую зону, где наряду с терригенными верхнеюрскими — нижнемеловыми отложениями присутствуют кремнисто-вулканогенные породы офиолитовой ассоциации, возраст которых предполагается позднемезозойским. Многими исследователями (Л.П. Зоненшайн, Л.М. Парфенов и др.) эта зона трактуется как продолжение Южно-Анойской зоны. Однако структуры последней, вероятнее всего, имеют продолжение в Пекульнейском офиолитовом шве. Что же касается офиолитов восточной Чукотки, то из анализа космических снимков следует, что отдельные разобщенные выходы офиолитов, известные и к северу от залива Креста, размещаются в полосе чешуйчато-надвиговых структур субмеридиональной ориентировки, которая севернее меняется на северо-восточную, смыкаясь с Колючинской сутурой (см. рис. 1). Последняя дугообразно окаймляет с юго-запада Восточно-Чукотский выступ архейских кристаллических пород и также носит чешуйчато-надвиговый характер.

В пределах восточной части Верхояно-Чукотской тектонической области локально развита терригенная моласса позднеюрского — раннемелового возраста (например, в Раучуанской впадине), которая, подобно аналогичным образованиям остальной территории этой области, размещается в непосредственной близости от покровно-надвиговых структур, с которыми имеет, вероятно, парагенетические связи. Кроме того, позднеюрский — раннемеловой возрастной интервал представлен в Анойско-Чукотской зоне островодужными, а возможно, и окраинно-континентальными вулканогенными поясами; один из них — Нутесынский [13] — сложен андезит-дацитовый формацией и протягивается вдоль северо-восточного ограничения на структурах юго-западного обрамления Анойско-

ко-Чукотской зоны. Фрагменты аналогичных поясов известны на западном и восточном обрамлении Пекульнейского офиолитового шва. Образование этих вулканогенных поясов, как правило, дислоцированы и участвуют в строении чешуйчато-надвиговых систем.

В пределах всей восточной части Верхояно-Чукотской тектонической области широкое распространение имеют массивы гранитоидов, которые по своему составу, времени становления, соотношению с вмещающими породами и структурному положению аналогичны интрузивным массивам Колымского пояса. А.П. Милов выделил их в Амгуэмо-Пегтымельскую интрузивную серию повышенной калиевоности, отметив ее своеобразие, заключающееся в характерной форме (плоские батолитоподобные тела, нередко имеющие конкордантные соотношения с вмещающими тектоническими структурами), наличие гнейсовидной текстуры пород в эндо-контактной части массивов и широких полей интенсивно измененных вмещающих пород с развитием мигматитов. Аналогичные гранитоиды развиты не только в бассейнах Кувета, Пегтымеля и Амгуэмы, где выделена Амгуэмо-Пегтымельская серия, но также и на остальной территории Аноյско-Чукотской зоны, к востоку от Южно-Аноյской зоны. В Аноյской подзоне известны пластовые лакколитоподобные тела диоритов, кварцевых диоритов, монцититов, сиенито-диоритов с широкими ореолами контактового воздействия на вмещающие породы [13]. В междуречье Амгуэмы — Анадыря (в хр. Пекульней, хр. Золотом, междуречье Танюрер — Канчалан) широко развиты аналогичные гранитоиды, разнейсованные в приконтактной части массивов и сопровождающиеся широкими ореолами контактовых сланцев (сланцевых, ставролит-сланцевых и др.) и мигматитов. Рассматриваемые гранитоиды, как и колымские, несут признаки анатектических образований, возникших в зонах коллизии. Время становления этих интрузий — раннемеловое (верхнеальбские вулканы Охотско-Чукотского пояса залегают на них с "холодным" контактом).

Таким образом, неокомовые гранитоиды коллизионного типа чрезвычайно широко распространены по всей территории Верхояно-Чукотской тектонической области, причем количество их массивов уменьшается с востока на запад, а Колымский пояс представляет фронтальную их часть. Характер размещения рассмотренных интрузивных массивов, отличающийся группировкой в линейные цепочки и полосы, приуроченных к покровно-надвиговым системам, позволяет предполагать, что они возникли во фронтальных частях проходящих в столкновение блоков.

КОРЯКСКО-КАМЧАТСКАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ОБЛАСТЬ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКОЙ ПЕРИОКЕАНИЧЕСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ И ПOKPOBOOБPAЗОВАНИЯ

Корякско-Камчатская тектоническая область — это один из немногих на Земле регионов, где можно наблюдать дислокации, возникшие в позднем мезозое — кайнозое по периферии Тихого океана в результате взаи-

модействия океанической и континентальной плит. До недавнего времени на территории северной части Корякско-Камчатской тектонической области не предполагалось наличия покровно-надвиговых структур. Однако исследования последних лет (проведенные сотрудниками ГИН АН СССР, ИЛС АН СССР, СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, ПГО "Севостгеология" и "Аэрогеология") показали, что эти структуры являются главенствующими в рассматриваемом регионе. Трудность тектонического районирования и геодинамических реконструкций в этом регионе заключается в том, что покровообразование здесь было длительным (начиная, по крайней мере, с раннего мела и до настоящих дней включительно) и дискретным; в связи с этим многие тектонические покровы наиболее раннего оформления в дальнейшем неоднократно изменяли не только свои местоположение и форму, но и вергентность, откликаясь на многочисленные различно направленные импульсы тектонических движений.

В пределах указанной тектонической области широко развиты дислокации и литологические комплексы, присущие активной континентальной окраине: вулканогенные пояса и сопутствующие им структуры единого латерального ряда – тыловые бассейны, а также преддуговые прогибы и чешуйчато-надвиговые системы фронтальных невулканических дуг, развивавшиеся на внутренних склонах желобов при субдукции океанической плиты. Многие складчатые и покровно-надвиговые структуры рассматриваемой области возникли в коллизионной обстановке. К ним, в частности, относятся покровы офиолитов и островодужных образований (рис. 4), а также парагенетически связанные с процессами шарьирования впадины с молассами и олистостромами. Обдукция офиолитов и образований островных дуг сопровождалась интенсивным их динамометаморфизмом с возникновением глаукофановых сланцев и зон серпентинитового меланжа.

В пределах северной части Корякско-Камчатской тектонической области выделены три зоны (с севера на юг): Пенжинско-Анадырская, Корякская и Олюторско-Укэлятская [17, 28]. Вдоль северной границы Корякско-Камчатской тектонической области, перекрывая структуры Верхояно-Чукотской области, располагается Охотско-Чукотский вулканогенный пояс (рис. 5), генетически связанный с первой из названных областей.

Пенжинско-Анадырская зона, в целом конформная Тихому океану, протягивается от Раучуанско-Бельского трансрегионального разлома в низовьях Анадыря на северо-востоке в северное Приохотье на юго-западе, занимая и северную часть Охотского моря. На северо-западе образования Пенжинско-Анадырской зоны шарьированы на структуры Верхояно-Чукотской области; граница между ними проходит по серии наклоненных в южных румбах надвигов, составляющих в целом северное ограничение Корякско-Камчатской тектонической области. С юго-востока Пенжинско-Анадырская зона ограничена Таловско-Кутинской чешуйчато-надвиговой системой.

На севере Пенжинско-Анадырской зоны в северо-восточном направлении протягивается Удско-Мургальский островодужный вулканогенный пояс позднеюрско-раннебарремского возраста, развивавшийся преимуще-

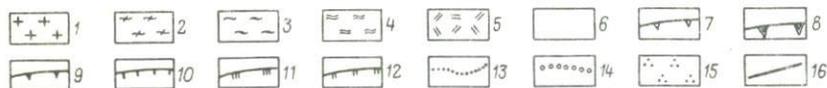
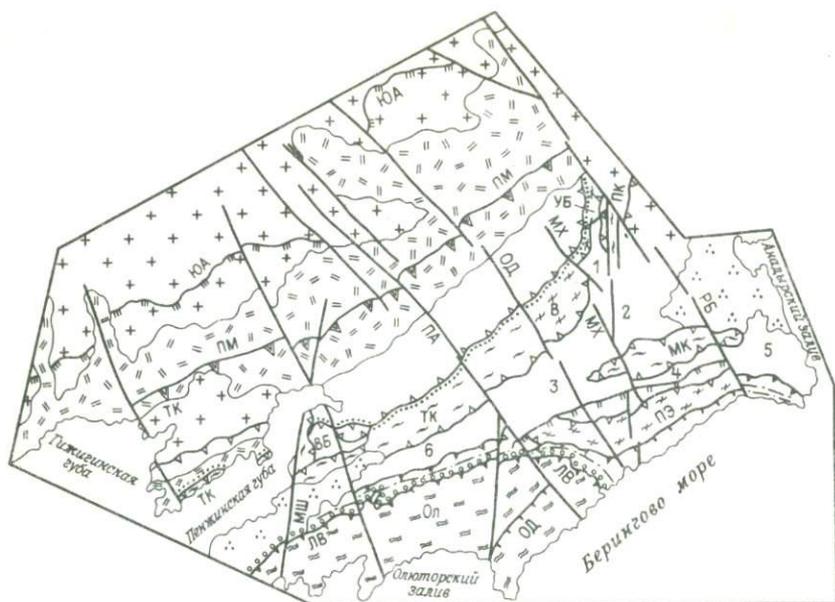


Рис. 4. Схема размещения главных тектонических покровов и чешуйчато-надвиговых систем в северной части Корьякско-Камчатской тектонической области и прилегающих частях Верхояно-Чукотской тектонической области.

1 — южная окраина мезозойского континента. Офиолитовые и островодужные комплексы в аллохтонном залегании; 2 — палеозойские и позднерюрские — валанжинские нерасчлененные; 3 — позднерюрские — валанжинские, 4 — альбские — палеогеновые нерасчлененные; 5 — вулканогенные образования позднерюрско-неокомового Удско-Мургалского и альб-сенонского Охотско-Чукотского поясов нерасчлененные; 6 — позднерюрские — сенонские преимущественно терригенные образования автохтонов и промежуточных неавтохтонов (автохтоны Корьякской зоны: 1 — Алганский, 2 — Великореченский, 3 — Емраваамский, 4 — Алякватваамский, 5 — Беринговский, 6 — Ванзатский). Тектонические покровы, сформировавшиеся в разные этапы: 7 — в конце готерива — первой половине альба [ТМК — Таловско-Майнско-Кутинский, Куюльско-Ваежско-Усть-Бельский (сегменты: ТК — Тайгоносско-Куюльский, ВБ — Валиженско-Белореченский, МК — Майницко-Койвэрланский), ПК — Пекульнейский], 8 — на рубеже сеномана — сенона (ПМ — Паренско-Мургалский, ПЭ — Пикасваямско-Эконоайский), 9 — в маастрихте — раннем эоцене (ЛВ — Лесновско-Ватынский, ОЛ — Олюторская система покровов), 10 — в неогене (Олюторско-Дежневский). Фронтальные части паравтохтонных чешуйчато-надвиговых комплексов, связанных с формированием тектонических покровов: 11 — раннемелового возраста (ЮА — Юдома-Алучинская), 12 — маастрихт-эоценового возраста. Северная граница обдукции офиолитов: 13 — в раннемеловое время, 14 — в маастрихт-эоценовое время; 15 — чехол четвертичных отложений; 16 — сдвиги (МШ — Маметчинско-Шайбовеямский, ПА — Пенжинско-Аниваямский, ОД — Орловско-Дежневский, МХ — Майнско-Хатырский, РБ — Раучуанско-Бельский)

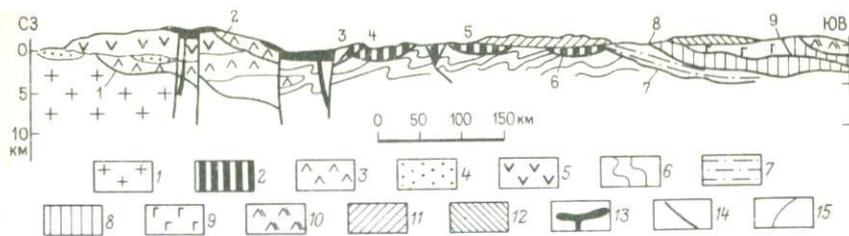


Рис. 5. Схематический геологический разрез через северную часть Корякско-Камчатской тектонической области.

1 — Верхояно-Чукотская тектоническая область. Корякско-Камчатская тектоническая область: 2 — палеозойские и юрско-раннемеловые офиолитовые и островодужные комплексы, 3 — позднеюрско-раннемеловой Удско-Мургадьский островодужный вулканогенный пояс, 4 — баррем-альбская моласса, 5 — альб-сенонский Охотско-Чукотский окраинно-континентальный вулканогенный пояс, 6 — позднеюрско-сенонские преимущественно флишеидные комплексы преддуговых прогибов, 7 — сенонский флишевый комплекс тылового прогиба, 8 — меловой — палеогеновый офиолитовый комплекс нерасчлененный, 9 — Ирунейский сенонский островодужный вулканогенный пояс, 10 — Ачайвайямский маастрихт-датский островодужный вулканогенный пояс, 11 — Камчатско-Корякский позднеэоценовый — раннемиоценовый окраинно-континентальный вулканогенный пояс, 12 — Курило-Олоторский олигоцен-миоценовый островодужный вулканогенный пояс, 13 — маастрихт-эоценовые базальтоиды зон рифтогенеза, 14 — разломы, 15 — геологические границы прочие.

Цифрами на рисунке обозначены системы надвигов: 1 — Юдома-Алучинская, 2 — Пареньско-Мургадьская, 3 — Таловско-Майнско-Кутинская; тектонические покровы: 4 — Куольско-Ваежско-Усть-Бельский, 5 — Майниско-Койвэрэланский, 6 — Пикасваямско-Эконайский, 7 — Унэйвайям-Укэляятский, 8 — Лесновско-Ватынский, 9 — Олоторско-Дежневский

ственно на океанической коре, которая включала, по-видимому, и сиалические блоки, позднее причленившиеся к континенту. Вероятно, такую природу имеет находящийся в южной части п-ова Тайгнос блок кристаллических архейских пород, перекрытых чехлом палеозойских карбонатно-терригенных отложений [14] шельфового типа.

Удско-Мургадьский вулканогенный пояс значительно нарушен покровно-складчато-надвиговыми дислокациями северной vergentности, в связи с чем его первоначальные тектоно-магматогенные структуры мало сохранились. Образования этого пояса участвуют в Юдома-Алучинской системе надвигов (см. рис. 1) баррем-среднеальбского возраста, по отношению к которой альб-сенонские вулканы Охотско-Чукотского пояса служат неавтохтоном. В западном сегменте Юдома-Алучинской системы аллохтонные пластины верхнеюрских — неокомовых пород Удско-Мургадьского пояса шарьированы на структуры Яно-Колымской зоны. Восточнее вулканы этого пояса надвинуты на южную часть Омолонского блока, причем в параавтохтоне участвуют чешуи архейских кристаллических пород и чехла палеозойских — мезозойских отложений [27]. Северо-восточным сегментом Юдома-Алучинской надвиговой системы является выше рассмотренный Алучинский пакет покровов. В целом, нарушающая южную окраину Верхояно-Чукотской тектонической области

Юдома-Алучинская система надвигов и генетически с ней связанная цепочка впадин с баррем-альбской молассой — это фронт тех дислокаций, которые вызваны горизонтальными перемещениями пород в пределах Корякско-Камчатской тектонической области, направленными со стороны океана.

К юго-востоку от Удско-Мургальской дуги распространены туфогенно-терригенные образования ее приостровного склона, которые ныне в значительной мере погребены под Пенжинским прогибом, возникшим на рубеже позднего мела — палеогена в процессе грабенообразования.

На юго-восточном ограничении Пенжинско-Анадырской зоны располагается вергентная на юго-восток Таловско-Майнско-Кутинская покровно-надвиговая система, протягивающаяся от Пенжинской губы через Усть-Бельские горы в пределы так называемой Кутинской антиклинали и ограниченная на западе меридиональным Маметчинско-Шайбовееским, а на северо-востоке Раучуанско-Бельским сдвигами. Эта покровно-надвиговая система формировалась в основном в неокоме в качестве фронтальной невулканической дуги Удско-Мургальского пояса, однако перемещения здесь продолжались вплоть до начала палеогена.

На юго-восточном фланге эта покровно-надвиговая система включает пластины офиолитов, возраст которых считается палеозойским [14] или позднеюрским — раннемеловым [17]. Широко распространенные здесь берриас-среднеальбские флишоидные терригенные отложения содержат олистостромы, мощность которых возрастает в неокомовой части разреза, что указывает на максимум горизонтальных движений. Эти раннемеловые отложения содержат блоки-террейны, сложенные терригенными и карбонатными породами ордовика, силура и карбона; аллохтонная природа террейнов доказана здесь А.Д. Чеховым [17]. Неоавтохтоном (промежуточным) для Таловско-Майнско-Кутинской надвиговой системы служат терригенные отложения поднеальбского—сенонского возраста, запечатавшие приостровной склон Удско-Мургальской дуги.

Таловско-Майнско-Кутинская покровно-надвиговая система осложнена более молодой Валижгенско-Белорецкой надвиговой системой противоположной, северной, вергентности [27], возникшей в качестве параавтохтона при оформлении ниже охарактеризованного Куюльско-Воежско-Устьбельского покрова.

Корякская зона с севера ограничена Таловско-Майнско-Кутинской системой надвигов, с юга — Уннзейваямско-Укэляятской, вследствие чего эта зона имеет форму треугольника, вершиной обращенного на запад, к Пенжинской губе (см. рис. 4). Характерные для нее тектонические покровы и чешуйчато-надвиговые структуры северо-восточной ориентировки значительно нарушены на северо-востоке этой зоны сгущением трансрегиональных разломов.

Присутствующие в Корякской зоне покровы офиолитовых и островодужных ассоциаций позднеюрского, реже палеозойского возраста перекрывают верхнеюрские — верхнемеловые терригенные отложения, а неоавтохтоном служат верхнеэоценово-олигоценные образования Камчатско-Корякского вулканогенного пояса. При первоначальном

оформлении в раннемеловое время офиолиты совместно с островодужными образованиями были шарьированы из пределов Тихого океана на север и их естественным ограничением явилась Таловско-Майнско-Кутинская гряда, частично их ассимилировавшая. В позднемеловое время, при оформлении перед фронтом Охотско-Чукотского пояса аккреционного клина, здесь возник ряд чешуйчато-надвиговых систем противоположной, южной вергентности, вследствие чего эти более ранние пластины офиолитов и островодужных образований изменили и вергентность, и свое положение.

По северо-западному ограничению Корякской зоны протягивается крупный Куюльско-Ваежско-Устьбельский тектонический покров офиолитов и островодужных пород, который представляет собой синформу, на северное крыло которой с севера надвинута Таловско-Майнско-Кутинская чешуйчато-надвиговая система (последняя возникла ранее Куюльско-Ваежско-Устьбельского покрова, однако движения по ней продолжались, как было показано выше, и в позднем мелу). Куюльско-Ваежско-Устьбельскому покрову соответствуют положительные аномалии магнитного и гравитационного полей. Этот покров из-за блоковых перемещений по трансрегиональным разломам и эрозии в ряде мест потерял свою непрерывность; он распадается на ряд сегментов: Тайгоносско-Куюльский, Ваежский, Усть-Бельский [17].

Тайгоносско-Куюльский сегмент, протягивающийся вдоль южного побережья п-ова Тайгонос, юга Маметчинских гор и в Таловских горах (см. рис. 4), включает пластины ультрабазитов, гипербазитов и кремнисто-вулканогенной (яшмы, спилиты) толщи позднеюрско-валанжинского возраста. Сохранились северное и южное крылья этого сегмента синформы: на северном крыле располагаются Тайгоносский и Куюльский пакеты аллохтонов, на южном — Евъин-Куйбивеевский [14, 17, 27]. На Валижгенском поднятии перед фронтом Тайгоносско-Куюльского офиолитового аллохтона размещается раннемеловой (допозднеальбский) терригенно-олистостромовый флишеидный комплекс (с туфами среднего — основного состава — отголосками вулканизма Удско-Мургальской островной дуги); наиболее мощные олистостромовые горизонты имеют готерив-среднеальбский возраст, что позволяет датировать главный этап оформления аллохтона. Терригенные отложения позднеальбско-сенонского возраста образуют промежуточный неоавтохтон, который в ряде мест также тектонически расчленен [17]; верхний неоавтохтон представлен палеогеновыми вулканитами.

Ваежский сегмент, располагаясь между Орловско-Дежневским и Майнско-Хатырским сдвигами (т.е. в пределах ранее выделявшегося Ваежского поднятия), включает пластины офиолитов палеозоя (и, возможно, мезозоя), терригенных и карбонатных пород палеозоя, терригенно-олистостромовых образований триаса, а также верхнеюрско-нижнемеловых кремнисто-туфогенно-терригенных пород [17], значительная часть которых формировалась в обстановке островной дуги и прилежащих прогибов. Среди готеривских и альб-сеноманских образований, по мнению С.М. Тильмана, присутствуют олистостромы. Автохтоном

являются терригенные и туфогенно-терригенные верхнеюрско-валанжинские отложения, а неавтохтоном — породы альба — верхнего мела. Однако срывы и тектоническое расчленивание Ваежского аллохтона происходило и позднее, на что указывает наличие позднемеловых олистостромовых образований, а также тот факт, что в современной структуре этот аллохтон надвинут на верхнемеловые отложения. Таким образом, для Ваежского сегмента, как и для Тайгоносско-Куюльского, выявляется, по крайней мере, два этапа горизонтальных перемещений: готерив-среднеальбский (время возникновения аллохтона) и позднеальбско-позднемеловой (время дальнейшего его перемещения). Ныне Ваежский сегмент представляет собой синформу с редуцированным северо-западным крылом; сохранилась субгоризонтально залегающая осевая часть этой синформы, а также юго-восточное ее крыло, состоящее из серии наклоненных на северо-запад пластин.

Усть-Бельский сегмент располагается на северо-восточном фланге Куюльско-Ваежско-Устьбельского тектонического покрова и включает ультрабазит-базитовые и кремнисто-терригенно-карбонатные комплексы среднего палеозоя, а также терригенно-вулканогенные образования юры — валанжина [17]. Не исключено, что офиолитовая ассоциация Усть-Бельских гор имеет позднеюрский возраст, как это и предполагает С.М. Тильман [17].

На юго-западном и северо-восточном ограничениях Куюльско-Ваежско-Устьбельского тектонического покрова вдоль меридиональных и северо-западных трансрегиональных разломов протягиваются узкие субмеридиональные аллохтоны позднеюрских офиолитов и островодужных образований, вскрывающиеся по восточному побережью Пенжинской губы (Маметчинский аллохтон) и на востоке Алганских гор, в правобережье Анадыря (Ольтянский аллохтон). В зонах надвигов присутствует серпентинитовый меланж.

К юго-востоку от Куюльско-Ваежско-Устьбельского покрова располагается Майницкий покров офиолитов и островодужных пород, впервые выделенный А.А. Александровым [1]. В состав этого покрова, являющегося синформой, входят, кроме того, Койвэрланская и Тамватнейская пластины, общность которых с Майницким покровом подтверждается не только структурно-вещественными, но и магнитометрическими данными (наличие единой положительной аномалии). В строении Майницкого аллохтона принимают участие гипербазит-базитовый комплекс, а также вулканогенно-терригенные верхнеюрско-нижнемеловые образования, среди которых С.В. Руженцев, С.Г. Бялобжеский, В.Н. Григорьев, А.Д. Казимиров, С.Д. Соколов [17] выделили эффузивно-кремнистую (с позднеюрской фауной), граувакковую и вулканомиктово-туфовую формации. Баррем-альбские отложения носят олистостромовый характер [1]. По мнению С.М. Тильмана [17], верхняя апт-альбская часть этих мощных вулканогенно-терригенных образований составляет, возможно, неавтохтон. Выказано несколько мнений о развитии Майницкого аллохтона [1, 17]. Следует подчеркнуть заключение С.М. Тильмана и его коллег [17] о сходстве Майницкого аллохтона с другими офиолитовыми аллохтонами Корякии. Скорее всего, это была единая, шарьированная

в раннем мелу со стороны Тихого океана на континент пластина океанических и островодужных образований, которая ныне представлена мозаикой отдельных аллохтонов (см. рис. 5). К этим фрагментам относятся, вероятно, и небольшие чешуи офиолитов, размещающиеся ныне в междуречье Майны — Великой, а также в хр. Рарыткин. Эти небольшие раннемеловые офиолитовые аллохтоны также продолжали перемещаться в позднемеловое время, на что указывают, в частности, данные В.П. Зинкевича [17] о наличии вблизи Рарыткинского аллохтона олигостромовых образований альб-туронского возраста, причем перемещение горных масс происходило в направлении с северо-запада на юго-восток.

На крайнем юго-востоке Корякской зоны располагается Пикасьваямско-Эконайский покров офиолитов (см. рис. 4, 5), протягивающийся из левого бережья Укзаята через бассейн р. Хатырки в район оз. Пекульнейского. В плане он образует выпуклую к югу дугу, с запада и востока ограниченную сдвигами северо-западной ориентировки. Этот покров весьма неоднороден по своему строению, однако его единство доказывается как материалами космических съемок, так и геофизическими данными (покрову соответствует конформных очертаний положительная магнитная аномалия). В его пределах совмещены палеозойские и мезозойские офиолитовые, островодужные и шельфовые комплексы. На космических снимках удалось установить, что отдельные сегменты Пикасьваямско-Эконайского покрова являются синформами (как, видимо, и весь покров в целом), тогда как другие сегменты, особенно в восточной его части, наклонены на юго-восток. Наиболее вероятное время оформления этого покрова — сенон. Неоднородность и сложность строения Пикасьваямско-Эконайского покрова обусловлена тем, что он был вовлечен в последующее перемещение на рубеже позднего мела — палеогена, при оформлении Унзйваямско-Укзаятского и Лесновско-Ватынского покровов, Укзаятско-Олжоторской зоны, по отношению к которым является параавтохтоном. В результате этих последующих движений к рассматриваемому покрову причленились сенонские образования.

В восточной части Пикасьваямско-Эконайского покрова С.В. Руженцевым и его сотрудниками [17] установлено тектоническое совмещение нескольких пластин, сложенных ультрабазитами, габброидами, плагиогранитами, спиллитами, яшмами нижнего карбона — триаса, а также песчаниками, туфами, кремнистыми породами, известняками среднего девона — верхней перми. Кроме того, здесь предполагается присутствие и вулканогенно-кремнистых образований верхней юры — берриаса. На крайнем восточном окончании рассматриваемого покрова располагается пластина (Велькильвеемская, по А.Д. Казимирову), которая сложена юрско-нижнемеловыми существенно терригенными отложениями. Автохтоном для восточной части Пикасьваямско-Эконайского покрова служат терригенно-олигостромовые образования верхней юры — сенона. В качестве автохтона этого покрова указываются [17] и сенонские кремнисто-вулканогенные образования, палеонтологически доказанные здесь С.П. Игуменцевым, И.М. Миговичем, Г.П. Тереховой и О.Г. Эпштейн. Однако, судя по космическим снимкам, сенонские офиолиты этого участка слагают тектонические пластины, которые структурно и генети-

чески связаны с южнее расположенным Лесновско-Ватымским офиолитовым аллохтоном. Эти пластины сенонских офиолитов в более западных частях Пикасьваямско-Эконайского покрова (в левобережье р. Хатырка и в бассейне р. Пикасьваям) перекрывают чешуи палеозойских и юрско-нижнемеловых образований.

Сложное тектоническое совмещение разновозрастных (от палеозоя до позднего мела включительно) образований, имеющих различную формационную принадлежность, свойственно центральной и западной частям Пикасьваямско-Эконайского покрова. Здесь, на левобережье р. Укэлаята на него с юга надвинуты Лесновско-Ватынский покров офиолитов и островодужных образований и располагающийся перед его фронтом Унэйваямско-Укэляятский флишевый покров.

Остальную часть Корякской зоны занимают верхнеюрско-меловые, преимущественно терригенные, реже туфогенные отложения, составляющие автохтон для офиолитовых покровов; этот автохтон вскрывается на нескольких участках (см. рис. 4): Алганском, Великореченском, Алякватваамском, Берингоморском, Емвраваамском, Ванэтатском, большая часть из которых ранее рассматривалась [17] в качестве отдельных прогибов. Автохтонный комплекс включает олистостромовые горизонты и характеризуется сложным чешуйчато-надвиговым и складчато-надвиговым строением, возникшим в основном на альб-сенонском этапе. Этот комплекс разделяется на две части — верхнеюрско-нижнемеловую и альб-сенонскую, различающиеся геодинамическими обстановками формирования.

Верхнеюрско-Нижнемеловая часть разреза автохтона представлена туфогенно-терригенными и терригенными, нередко флишеидными отложениями, которые вскрываются вблизи Ваежского аллохтона, а также на юго-востоке Корякской зоны в Алякватваамском автохтоне и Велькильвеемском покрове. Значительная часть этих отложений сформировалась, по-видимому, в преддуговых прогибах позднеюрских — раннемеловых островных дуг, которые в комплексе с Удско-Мургальской дугой развивались по периферии Тихого океана. Согласно данным С.В. Руженцова и его сотрудников [17], признаки такой дуги имеются в северной части Алякватваамского автохтона, где готерив-барремский интервал представлен туфами (в том числе и грубообломочными) базальт-андезито-дацитового состава. Часть нижнемелового автохтонного комплекса формировалась в коллизионной обстановке, что сопровождалось накоплением олистостромовых образований разнообразного состава; включают они и терейны триасовых терригенных пород, охарактеризованных, по данным Ю.М. Бычкова и А.Д. Чехова, фауной тетического типа.

Альб-сенонские образования Корякской зоны, являющиеся неавтохтоном (промежуточным) по отношению к раннемеловым покровно-надвиговым дислокациям, формировались (как и в Пенжинско-Анадырской зоне) в условиях преддугового прогиба Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и представлены песчаниково-алевролитовым флишем, мористость которого возрастает с северо-запада на юго-восток. Присутст-

вующие пакки олистостром являются показателем формирования чешуйчато-надвиговых дислокаций во фронтальных невулканических дугах этого пояса. В ряде мест (например, в Алькатваамском автохтоне) на этом уровне (особенно в сеноне) отмечается [17] присутствие туфов кислого состава, которые являются отражением эксплозивного магматизма указанного пояса. В Корякской зоне проявлено предсенонское несогласие; в терригенных отложениях сенона, обладающих подобно нижележащим породам ритмичным строением, возрастает роль песчаников, гравелитов и конгломератов, в связи с чем они приобретают молассоидный облик.

Структурно обособляются в Корякской зоне вулканогенно-терригенные маастрихт-датские (совместно с нижнепалеогеновыми) образования, составляющие неавтохтон по отношению к дислокациям, возникшим в конце мела. Однако формирование чешуйчато-надвиговых структур продолжалось и на рубеже мела – палеогена. Именно в это время в окончательном виде оформилась Таловско-Майнско-Кутинская система, а также ряд других систем надвигов юго-восточной вергентности Центральной Корякии – Куйбивеевская, Емраваамская и др. [27]. Это были направленные от контакта сравнительно малоамплитудные перемещения, при которых палеозойско-мезозойские разнофациальные комплексы были надвинуты на поздне меловые и раннепалеогеновые образования. По Емраваамскому надвигу, напротив, поздне меловой автохтонный, существенно терригенный комплекс был надвинут на северную часть Пикасваямско-Эконайского покрова, причем в перемещение были вовлечены образования северной части данного покрова, что значительно нарушило эту синформу [27].

Горизонтальные движения в Корякской зоне фиксируются и в кайнозое: были нарушены образования наиболее молодого неавтохтона – эоцен-миоценового Камчатско-Корякского вулканогенного пояса. При этом на северо-восточном окончании этого пояса возникла длительно ориентированная синформа протяженностью около 15 км, занимающая водораздельную часть хр. Рарыткин. В ее крыльях чередуются пластины, сложенные поздне меловой терригенной рарыткинской свитой, палеоген-эоценовыми базальтоидами и терригенно-вулканогенными образованиями олигоцена (рис. 6); на северном продолжении синформы расположен блок, сложенный вертикально стоящими тектоническими пластинами выше перечисленных толщ. И этот блок, и синформа пронизаны телами неогеновых субвулканов, что позволяет определить верхний временной предел деформаций пород.

Укэлаатско-Олюторская зона представляет собой сложно построенную систему тектонических покровов, шарьированных на рубеже позднего мела – палеогена на структуры Корякской зоны. Роль неавтохтона здесь играет Олюторский сегмент Курило-Олюторского пояса, сформировавшийся в миоцене. Однако южная часть рассматриваемой зоны несет признаки и более молодого – неогенового – покровообразования.

Рассматриваемая зона разделяется на две части: Унэйваямско-Укэ-

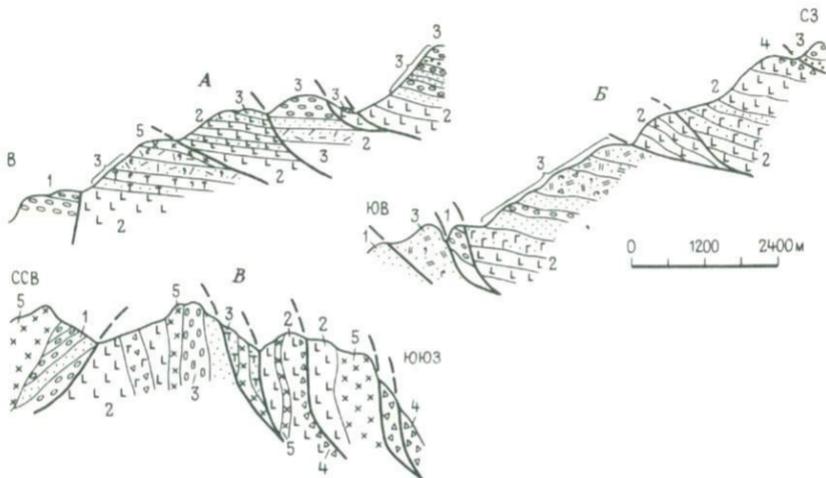


Рис. 6. Надвиги и взбросо-надвиги в верхнемеловых и нижнекайнозойских отложениях водораздельной части хр. Рарыткин.

A и *Б* — к югу от горы Цирк, *В* — верховья р. Горной Цифрами обозначены: 1 — рарыткнская свита верхнего мела (песчаники, конгломераты, алевролиты); 2 — палеоцен — эоцен (базальты, андезиты-базальты, их туфы); 3 — олигоцен — миоцен (песчаники, конгломераты, туффыты, туфы дацитового состава); 4 — меланж; 5 — субвулканические тела дацитов

ляятский покров и Олюторскую систему покровов. Унэйваямско-Укэляятский покров выпуклой к северу дугой окаймляет Олюторскую систему покровов; он образован сенонским флишем и состоит из системы тектонических чешуй, вергентных в северном направлении [27].

Более сложное строение имеет надвинутая на Унэйваямско-Укэляятский покров Олюторская система покровов, среди которых большой объем составляют меловые офиолиты. Наиболее фронтальный в этой системе Ватынский покров был впервые установлен Н.П. Митрофановым. Этот покров на восток прослеживается до побережья Берингова моря, а на юго-запад протягивается в пределы Камчатки, где на его продолжении располагается Лесновский надвиг, недавно детально изученный А.Е. Шанцером, М.Н. Шапиро, А.В. Колосковым, А.И. Челебаевой, В.Н. Синельниковой. Таким образом, на северной периферии Олюторской системы покровов размещается единый Лесновско-Ватынский покров, который в плане образует выпуклую к северу дугу. Мощность этого покрова (равно как и интенсивность соответствующей ему положительной аномалии поля силы тяжести) резко возрастает в юго-восточном направлении. В Лесновско-Ватынском покрове тектонически совмещены пластины различных в формационном отношении образований большого возрастного диапазона. Если ранее Н.П. Митрофановым было установлено присутствие в нем кампанских вулканогенных и вулканогенно-кремнистых образований, то позднее Н.А. Богдановым и его сотрудниками было доказано наличие здесь и более древних пород, включая альбские [17]. По

данным Н.А. Богданова, в этих альб-сенонских образованиях тектонически совмещены гипербазиты, габбро, океанические толеиты (в сочетании с кремнистыми породами) и островодужные вулканы известково-щелочной серии. В состав последних входят и породы ирунейской свиты, также находящиеся в аллохтонном залегании; к выводу о близости (по химическим критериям) вулканических пород ирунейской свиты к островодужным ассоциациям пришли А.Е. Шандер и М.Н. Шапиро. Собственно, впервые материал для такого вывода был собран В.К. Ротманом [3], который доказал свойственную вулканогенным поясам полярность химизма ирунейских пород с резким возрастанием калия в западном направлении. Параавтохтон перед фронтом Лесновско-Ватынского покрова образован чешуйчато-надвиговыми сенонскими флишевыми и олистостромовыми маастрихтскими отложениями Унэйваямско-Укэляятского покрова.

Шарьирование (обдукция) альб-сенонских офиолитов Лесновско-Ватынского покрова на север в пределы Корякской зоны продолжалось в течение маастрихта – эоцена. На это указывают данные Н.П. Митрофанова, согласно которым в маастрихтских олистостромовых образованиях параавтохтона обнаружены олистолиты кампанских офиолитов, тогда как самые молодые образования аллохтона представлены, по данным Э.С. Алексеева, эоценовыми габброидами. О движении на рубеже мела – эоцена по Лесновскому надвигу сообщает М.Н. Шапиро.

Сложным (во многом еще не расшифрованным) строением обладает южная, более внутренняя часть Олюторской системы покровов. По данным Н.А. Богданова и его сотрудников [17], здесь в бассейнах рек Вывенка и Пахачи размещается несколько пакетов аллохтонов различной вергентности, включающих как островодужные, так и океанические вулканогенные породы широкого возрастного (сенон-олигоценового) диапазона. В автохтоне располагается олигоцен-миоценовый флишеидный комплекс, характеризующийся чешуйчато-надвиговыми дислокациями.

В восточной части Укэляятско-Олюторской зоны, к западу от долины Апуки выделена [27] наиболее молодая Олюторско-Дежневская система покровов северной вергентности, которая захватывает и юго-восток Корякской зоны (см. рис. 4). Эти покровы надвинуты на Олюторскую систему покровов и структуры Корякской зоны. На олюторском п-ове в рассматриваемой системе покровов совмещены офиолитовые образования мелового возраста, а также маастрихт-датские островодужные вулканогенные образования. Не исключено, что с формированием Олюторско-Дежневской системы покровов генетически связан заложившийся в тыловой ее части Нижне-Хатырский прогиб с мощным грубоэригенным разрезом палеоген-неогеновых отложений.

Особенности размещения Олюторско-Дежневской системы покровов свидетельствуют о том, что ее формирование осуществлялось в процессе шарьирования образований из внутренних частей Палео-Тихого океана на север, в сторону континента. Таким образом, Олюторско-Дежневская система надвигов – это результат второго этапа обдукции (после форми-

рования Лесновско-Ватынского покрова) в пределах Укэлятско-Олюторской зоны и смежных площадей. Разрядка горизонтальных напряжений, связанных с формированием рассматриваемой системы покровов, осуществлялась и севернее, захватывая прилежащую часть Корякской зоны, в которой вплоть до Березовско-Рарыткинского разлома в позднемеловых отложениях прослеживаются отдельные молодые надвиги северной вергентности.

Отдельно следует остановиться на тектонической позиции поздне-мезозойско-кайнозойских вулканогенных поясов, генетически связанных с развитием Корякско-Камчатской тектонической области (за исключением сформировавшихся в ее пределах позднеюрско-неокомовых островодужных вулканогенных поясов, рассмотренных выше).

Охотско-Чукотский альб-сенонский вулканогенный пояс является наиболее периферической структурой Корякско-Камчатской тектонической области. Однако лишь сравнительно узкая фронтальная его зона, приближенная к Тихому океану, располагается в пределах этой области, тогда как большая по площади тыловая зона размещается на образованиях Верхояно-Чукотской тектонической области. Обе эти зоны Охотско-Чукотского пояса — фронтальная и тыловая — различаются составом магматических пород и характером дислокаций (см. главы III–V). Кроме того, в поясе выделяются восемь поперечных зон — секторов¹ (Удско-Ульянский, Охотский, Гижигинский, Пенжинский, Анадырский, Центрально-Чукотский, Канчаланский и Восточно-Чукотский), различающихся характером магматизма, а также простиранием и соотношением продольных и поперечных магноподводящих разломов, типами тектономагматогенных кольцевых структур и особенностями их размещения. В возникновении поперечных секторов Охотско-Чукотского пояса решающая роль принадлежала поперечным трансрегиональным разломам, активно проявленным в зоне перехода континент — океан.

Несмотря на то что Охотско-Чукотский пояс в целом конформен границе континент — Тихий океан, он носит резко наложенный характер, несогласно располагаясь на структурах двух указанных выше областей и пересекая зону их сочленения. Особенности размещения Охотско-Чукотского пояса обусловили гетерогенность его фундамента. В большей части пояса, развивавшейся в пределах Верхояно-Чукотской области, субстрат представлен зрелой континентальной корой. К началу формирования пояса эта область представляла собой мозаику спаявшихся в результате колымско-невадидской орогении блоков древней континентальной коры с раздавленными между ними пластинами офиолитов. Континентальная кора образует фундамент не только тыловой зоны Охотско-Чукотского пояса, но целиком составляет субстрат ряда секторов северо-

¹ В литературе для подобных структур более принят термин "сегмент", которым мы и будем пользоваться при описании других поясов. Однако для рассматриваемого пояса сохранен традиционно употребляющийся термин "сектор". Впервые на наличие продольной и поперечной зональности в Охотско-Чукотском поясе указал В.Ф. Белый.

восточной его части (Центрально-Чукотского, Канчаланского, Восточно-Чукотского).

Обращенная к океану часть Охотско-Чукотского пояса располагается на коре переходного типа, свойственной Корякско-Камчатской тектонической области. Последняя представлена здесь островодужным комплексом Удско-Мургальского пояса, который вскрывается в фундаменте фронтальной зоны Охотско-Чукотского пояса — в Охотском, Гижигинском, Пенжинском и Анадырских секторах, хотя не исключено, что подобные породы образуют субстрат и фронтальной части Удско-Ульянского сектора, ныне скрытого в Охотоморской впадине.

Охотско-Чукотский пояс со структурным и азимутальным несогласием размещается на сложном дислоцированных образованиях Удско-Мургальского пояса, причем последний в бассейне р. Убиенка под острым углом подходит к Охотско-Чукотскому поясу, скрываясь под чехлом слагающих его вулканитов. Вулканиты Охотско-Чукотского пояса запечатывают аллохтонные пластины Удско-Мургальского пояса, шарьированные в раннемеловое время на мезозойский континент. Одна из таких далеко выдвинутых на север пластин позднеюрско-неокомовых вулканитов располагается в фундаменте Удско-Ульянского сектора, причем авангардная часть этого аллохтона размещается севернее полосы вулканитов Охотско-Чукотского пояса. Перекрывает Охотско-Чукотский пояс и цепочку заполненных молассами впадин (Верхне-Пенжинскую, Чалбугчанскую, Айнахургенскую и др.), заложившихся вдоль окраины мезозойского континента при шарьировании на него образований Удско-Мургальской дуги.

Органично входя в ансамбль структур, возникших в связи с процессами, происходящими на границе континент — Тихий океан, Охотско-Чукотский пояс несет отражение тех импульсов горизонтальных движений, которые проявились на этой границе после завершения формирования пояса. Именно такое происхождение имеет Пареньско-Мургальская система надвигов, в которой принимают участие и юрско-неокомовые породы Удско-Мургальской дуги, и вулканиты (досенонские) рассматриваемого пояса (см. рис. 5).

Охотско-Чукотский пояс, по данным А.А. Николаевского, Н.А. Беляевского и А.Г. Родникова, располагается на перегибе поверхности Мохоровичича — от наиболее высокого (на глубине 30–32 км) ее стояния в северной части Корякско-Камчатской тектонической области под Пенжинской губой до наиболее погруженного (не менее 40 км) в пределах Верхояно-Чукотской складчатой области. Погружению в северо-западном направлении поверхности М соответствует поднятие поверхности Конрада (К), что является признаком возрастания здесь мощности (до 15–16 км) гранито-метаморфического слоя. Минимальная мощность (до 8 км) последнего проектируется на фронтальную зону Охотско-Чукотского пояса; ей соответствует максимальная мощность (25 км) базальтового слоя, что выражается интенсивной положительной аномалией. Охотско-Чукотский пояс сопровождается крупной гравитационной ступенью, нарушенной рядом поперечных аномалий, преимущественно отри-

цательных, отражающих, по мнению Ю.Я. Вашилова, цепочки гранитоидных массивов в поперечных разломах. В региональном магнитном поле Охотско-Чукотский пояс выделяется крупной положительной аномалией; зоны повышенных горизонтальных градиентов, образующие границы этой аномалии, соответствуют крупным продольным магмоподводящим разломам. Многие поперечно ориентированные линейные аномалии подчеркивают крупные поперечные магмоподводящие разломы пояса.

Камчатско-Корякский позднеэоценово-раннемиоценовый вулканогенный пояс располагается юго-восточнее Охотско-Чукотского, в более внутренних частях Корякско-Камчатской тектонической области. Он протягивается в северо-восточном направлении, от западного побережья п-ова Камчатка через Корякское нагорье к Анадырской впадине, где происходит его затухание. Из-за резкой проявленности поперечных трансрегиональных разломов пояс сегментирован. Один из его сегментов занимает северо-западную часть Камчатки (где вскрывается ныне входящая в его состав позднеэоценовая кинкильская свита) и прилежащую часть Охотского моря, второй размещается в пределах Корякии, где он представлен отдельными разобщенными ареалами эоцен-нижнемиоценовых вулканогенных пород. Единая структурная позиция всех этих вулканогенных пород и их принадлежность к единому вулканогенному поясу подтверждаются как геологическими, так и геофизическими данными. Особенности Корякского сегмента рассматриваемого пояса являются прерывистый характер наземных ареалов и преобладание плутоногенных фаций над вулканогенными, что находит отражение в специфике тектоно-магматогенных структур, характере магматизма и в геофизических аномалиях. Единство Камчатско-Корякского пояса подтверждается гравиметрическими данными: ему соответствует единая, конформных очертаний отрицательная аномалия.

Рассматриваемый вулканогенный пояс, занимая окраинно-континентальное положение, размещается на коре переходного типа, несогласно перекрывая ранее сформировавшиеся покровно-надвиговые структуры. Резко наложенный характер этого пояса проявляется в том, что он пересекает разновозрастные тектонические покровы всех трех выше рассмотренных зон северной части Корякско-Камчатской тектонической области — Пенжинско-Анадырской, Корякской и Укэлятско-Олюторской.

Отражением продолжающихся в зоне перехода континент — Тихий океан горизонтальных движений является возникновение на отдельных участках пояса чешуйчато-надвиговых дислокаций.

На Беринговоморском побережье, на образованиях Укэлятско-Олюторской зоны и отчасти на структурах Корякской зоны располагаются разобщенные ареалы неогеновых вулканитов, составляющие северо-восточное окончание олигоцен-миоценового Курило-Олюторского вулканогенного пояса. Расположенный в пределах рассматриваемой территории неогеновый Олюторский сегмент этого пояса включает Апукский ареал, несогласно перекрывающий Олюторскую систему покровов, а также находящийся северо-восточнее Опукский ареал, наложенный на

тектонические покровы Корякской зоны. Указанным ареалам соответствуют отрицательные локальные аномалии поля силы тяжести.

Позднемезозойские структуры северо-западного обрамления Тихого океана (включая Верхояно-Чукотскую и Корякско-Камчатскую тектонические области) нарушены грабенами, в которых размещаются маастрихт-эоценовые субщелочные базальтоиды, а также бимодальные ассоциации. Эти грабены пересекают различного строения земную кору (и континентального, и переходного типа) и обладают преимущественно северо-восточной, реже меридиональной и северо-западной ориентировкой. Наиболее крупные структуры данного типа — Пенжинский прогиб, Бельская и Анадырская впадины; кроме того, маастрихт-эоценовые грабены нарушают Охотско-Чукотский пояс и, в меньшей мере, тектонические покровы юго-восточной части Корякской зоны. Базальтоиды маастрихт-эоценового этапа рифтогенеза в магнитном поле вызывают положительные или резко дифференцированные аномалии.

ТРАНСРЕГИОНАЛЬНЫЕ РАЗЛОМЫ ЗОНЫ ПЕРЕХОДА КОНТИНЕНТ — ОКЕАН

В пределах разнородной в тектоническом отношении территории, охватывающей зону перехода континент — океан, распространены трансрегиональные разломы [30], оказывающие важное влияние на тектонические процессы (в том числе и на формирование вулканогенных поясов). Подобные разломы устанавливаются как при наземных наблюдениях, так и на космических снимках (рис. 7). Обычно они представлены системами субпараллельно расположенных, сближенных разломов шириной от 1—2 км до первых десятков километров. Несмотря на то что поперечными сдвигами они расчленены на отдельные кулисообразно размещающиеся отрезки, на снимках обычно четко устанавливается их единство. Протяженность трансрегиональных разломов на рассматриваемой территории превышает 1000 км, причем они в ряде случаев не ограничиваются береговой линией, а прослеживаются и в пределы океанического ложа, приобретая, таким образом, глобальный характер. К описываемой категории разломов относятся структуры ортогональной сети, а также северо-западной ориентировки; вероятно, такова же и часть северо-восточных разломов.

Трансрегиональные разломы в своем размещении как бы полностью игнорируют характер строения земной коры, пересекая совершенно различные и разновозрастные тектонические структуры.

Следует подчеркнуть прерывистость проявления широтных и долготных трансрегиональных разломов на земной поверхности, что объясняется их скрытым характером в местах формирования молодых наложенных структур (в том числе и связанных с магматизмом), хотя локализация этих структур в большинстве случаев диктуется именно линеamentами ортогональной сети (или их пересечением).

Разломы широтной ориентировки в пределах рассматриваемой территории образуют несколько систем (см. рис. 7): с юга на север — Охотско-

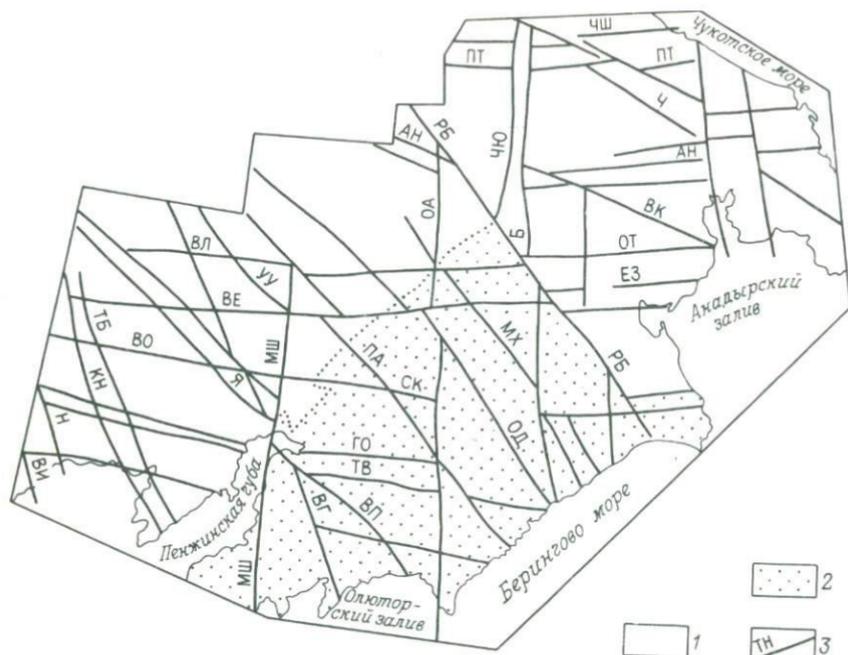


Рис. 7. Трансрегиональные разломы зоны перехода континент – Тихий океан.

1 – Верхояно-Чукотская тектоническая область позднемезозойской межконтинентальной коллизионной складчатости. 2 – Корьяско-Камчатская тектоническая область позднемезозойской – кайнозойской периокеанической складчатости. 3 – трансрегиональные разломы и их названия: северо-западные – ВИ – Вилигинский, Н – Насучанский (Омсукчанская система разломов), КН – Коркодонско-Наяханский, ТБ – Тебанинский (Сугойская система разломов), Я – Яквамский, ВП – Валижгенско-Пахачинский, ОТ – Омолонско-Тыльхойский, ВГ – Валижгенско-Говенский, УУ – Уш-Урукчанский, ПА – Пенжинско-Аниваямский, ОД – Орловско-Дежневский, МХ – Майнско-Хатырский, РБ – Раучуанско-Бельский; широтные – ПТ – Паляваам-Тыаутский, ЧШ – Чаунско-Шмидтовский (Чаунско-Чукотская система разломов), АМ – Верхнеамгуэмский (Амгуэмская система разломов), ВЛ – Верхнеолойская, ВЕ – Верхнепенжинский, ЕЗ – Еропольско-Золотогорская, ОТ – Омолонско-Тнэквеемская, ВО – Верхнеокланский, Ш – Шайбовеэмский, СК – Славутинско-Койвэрэланский (Омолонско-Беринговская система разломов), ГП – Гижигинско-Парапольский, ТВ – Таловско-Ванэтатский (Охотско-Корякская система разломов); меридиональные – АУ – Ауланджинский, МШ – Маметчинско-Шайбовеэмский, ПЯ – Пенжинско-Яблонский, ЧЮ – Чинейвеемско-Юрумжувеемский, Б – Бельский, ТА – Танюерский, КВ – Крестовский

Корьяскую, Омолонско-Беринговскую, Верхне-Пенжинскую, Омолонско-Тнэквеемскую, Еропольско-Злотогорскую, Амгуэмскую, Анюйско-Экитыкинскую, Чаунско-Шмидтовскую. Значение широтных разломов показано на примере Охотско-Корякской системы разломов, пересекающей кору переходного типа и, как показали в 1979 г. Н.А. Шило и В.Я. Вашилов, далеко на западе уходящей в пределы дорифейского континента. Эта система образована несколькими крупными субпараллельными составляющими. Геологическая роль Охотско-Корякской системы разрывов

на всем ее протяжении весьма разнообразна (хотя не исключено, что на каком-то определенном этапе, например после возникновения Таловско-Майнской системы надвигов, она в целом могла играть роль сдвига). Так, в пределах дорифейской континентальной коры эта система проявилась как зона повышенной проницаемости для магматических образований и особенно рудоносных растворов в меловое время, а на востоке, в области формирующейся коры, она ограничивала и смешала поздне-мезозойские надвиги, играя роль сдвигов; позднее, в неоген-четвертичное время она контролировала размещение вулканитов. Эта неоднородность геологического выражения отдельных отрезков Охотско-Корякской системы разрывов находит подтверждение в различном характере сопровождающих ее геофизических аномалий — на одних участках она выражена мало протяженными зонами интенсивных горизонтальных градиентов поля силы тяжести, на других — всего лишь соответствующей ориентировкой изоаномал; так же неоднородно выражение этой системы разрывов и в магнитном поле. Широкие трансрегиональные разломы нарушают фундамент Охотско-Чукотского пояса, что особенно четко проявлено в пределах междуречья Амгуэм — Анадыря. Здесь сиалический фундамент Канчаланского сектора расчленен тремя системами широтных разломов — Амгуэмской, Омолонско-Тнэквеевской и Еропольско-Золотогорской на ряд блоков, ступенчато погружающихся к северу; по геофизическим данным можно предполагать, что мощность континентальной коры в этих блоках возрастает в этом же направлении. Три названные системы широтных разломов располагаются в южной части Верхояно-Чукотской тектонической области, а последняя из них отделяет эту область от Корякско-Камчатской. Не исключено, что по широтным трансрегиональным разломам осуществлялись сдвиговые перемещения в фундаменте Охотско-Чукотского пояса.

Трансрегиональные разломы широтной ориентировки были активными в поздне-мезозойское и кайнозойское время. При формировании Охотско-Чукотского пояса они влияли на локализацию отдельных тектоно-магматогенных структур, особенно тех из них, которые связаны с анатектическими магмами, являвшимися родоначальными для альбсенонской вулcano-плутонической ассоциации. В конце мела — эоцене широтные разломы обновились. По некоторым из них заложились грабены; многие из указанных разломов контролировали размещение отдельных плутоногенных кольцевых структур, возникших при формировании субвулканических и интрузивных тел маастрихт-эоценового возраста. Широкие разломы обновлялись и в новейшее время, формируя ограничения некоторых современных впадин. Существование рассмотренных разломов четко подтверждается и геофизическими данными, как гравиметрическими, так и магнитометрическими.

Меридиональные разрывы наблюдаются чаще всего в виде единичных или немногочисленных сближенных на местности структур; однако в восточной части рассматриваемой территории выделены две широкие (75–100 км) системы разрывов — восточная, Крестовская, и западная, включающая ряд разломов, в том числе Чинейвеевско-Юрумкувеевский

и Бельский. Геологические данные свидетельствуют о длительности проявления меридиональных разрывов (по крайней мере, в течение всего фанерозоя) и их разнообразной геологической роли. Многие из этих разломов (например, Бельский) выступали в качестве правосторонних сдвигов. Вдоль меридиональных разломов осуществлялась коллизия блоков земной коры различного строения, а также формировались офиолитовые аллохтоны (Маметчинско-Валижгенский близ Маметчинско-Шайбовеемского разлома, Ольтянский вдоль разрыва, составляющего Бельский разлом, офиолиты Пекульнейской зоны вдоль Танюрерского и других разломов) с возникновением аналогичной ориентировки параавтохтонных надвиговых систем. При коллизии блоков континентальной коры в меридиональных зонах разломов нередко формировались массивы анатектических гранитоидов соответствующей ориентировки.

Весьма значительна роль меридиональных разломов (особенно в местах их пересечения с разрывами другой ориентировки) в локализации тектоно-магматогенных кольцевых структур девонского, мелового и кайнозойского возраста. В частности, анализ размещения тектоно-магматогенных структур Охотско-Чукотского пояса убедительно доказывает существенное влияние меридиональных разломов на их локализацию. Вдоль этих разломов выстраиваются поперечные ряды тектоно-магматогенных структур, связанных как с известково-щелочным, так и палингенным риолитовым магматизмом. Особенно четко это выявляется на Чинейвеем-Бельской системе разломов, вдоль которых размещается цепочка крупных кольцевых систем, возникших в связи с накоплением дацитовой формации. Прерывистый характер некоторых меридиональных систем (например, Пекульнейской, Танюрерской, отчасти Тнэквеем-Чантальской) связан с тем, что они залечиваются "насаженными" на их составляющие крупными кольцевыми системами и мегасистемами.

Велика была роль меридиональных разломов на этапе маастрихт-эоценового рифтогенеза, причем особенно активно они проявились на востоке рассматриваемой территории, в Канчаланском секторе. По этим разломам на указанном этапе закладывались грабены, многие из них являлись магмоподводящими для базальтоидов и сопровождавших их субвулканических и интрузивных массивов. В связи с этим меридиональные разломы контролировали размещение кольцевых тектоно-магматогенных структур маастрихт-эоценового возраста. Многие из указанных разломов активны и на современном этапе, предопределяя меридиональную ориентировку кайнозойских впадин. Кроме того, они в ряде участков формируют современную береговую линию Берингова моря и имеют морфоструктурное выражение в пределах ложа Тихого океана. Так, например, два меридиональных разлома, ограничивающих с запада и востока Олюторский полуостров, продолжают далее на юг как ограничения поднятия Ширшова. Южные продолжения Бельского и Танюрерского разломов нарушают континентальный склон Корякии и проявлены в северной части Берингова моря, подтверждаясь магнитными данными. В геофизических материалах трансрегиональные разломы меридионального (как и широтного) простирания выражены хорошо.

Среди северо-западных разломов наблюдаются структуры по крайней мере трех направлений, однако преобладают разломы с ориентировкой $310-320^\circ$ (см. рис. 7). Геологическая их роль весьма разнообразна и существенна. Многие из этих разломов являлись сдвигами, причем направления горизонтальных перемещений по ним менялись во времени. Так, например, Омолонско-Тылхойский разлом по отношению к Удско-Мургаляскому вулканогенному поясу выступал как левый сдвиг, а по отношению к более позднему Охотско-Чукотскому — как правый. В пределах Корякско-Камчатской тектонической области трансрегиональные разломы северо-западной ориентировки на позднемезозойском этапе также играли роль сдвигов. Вдоль них происходило перемещение аллохтонных пластин и расчленение на отдельные фрагменты, например, на северо-востоке Корякской тектонической зоны.

Одной из наиболее важных функций трансрегиональных разломов вообще и северо-западных в частности является их длительная проводимость глубинного вещества, дискретная во времени и пространстве. Одна и та же система разломов северо-западной ориентировки, например Березовско-Олойская, была магмоподводящей и в мезозое, и в кайнозое; в пределах дорифейской коры она контролировала меловой известково-щелочной магматизм, а в пределах формирующейся коры — кайнозойский. Именно с этими северо-западными трансрегиональными разломами связано формирование поперечных магматогенных поясов (зон), прилежающих к главным поясам северо-восточной ориентировки — Охотско-Чукотскому и Камчатско-Корякскому. Таким образом, эти разломы длительное время являлись зонами высокой проницаемости и служили мощными путями вывода из главных магмоподводящих северо-восточных систем разломов не только магматических расплавов, но и трансмагматических растворов и тепловой энергии, способствовавших процессам анатексиса в континентальной и формирующейся коре. Такую же роль играли сквозные разломы ортогональной сети. Как будет показано далее, именно вдоль наиболее мощных трансрегиональных разломов (или в местах их сгущения) в Охотско-Чукотском поясе располагаются обширные ареалы пород риолитового состава (в том числе и игнимбритов).

Отмеченные выше особенности трансрегиональных разломов (закрывающиеся в длительности их проявлений и индифферентном характере относительно типа земной коры) позволяют предположить, во-первых, древний их возраст и, во-вторых, глубинный, вероятно, подлитосферный уровень их заложения. Расчетная глубина заложения этих разломов, по данным Н.А. Шило и Ю.Я. Вашилова, достигает 200 км и более. Еще большие глубины (500–600 км) установлены в последние годы К.Ф. Сергеевым и его коллегами, по данным которых указанного типа разломы смещают сейсмофокальную зону Курильской дуги.

Выше уже указывалась важная роль трансрегиональных разломов при деструктивных и конструктивных процессах в земной коре. Эти разломы "управляют" процессами тектонического ссучивания, ограничивания и направляя движущиеся расслоенные пластины литосферы

и являясь, таким образом, чаще всего трансформными границами. Рассмотренные разломы, сохраняя стабильность своего положения, обуславливают делимость земной коры на различного размера ёлки (вплоть до микроблоков), которые участвуют в горизонтальных перемещениях. Глобальный характер этих разломов с очевидностью следует из того, что они пересекают границы литосферных плит, предопределяя делимость последних на микроплиты.

Из приведенной характеристики трансрегиональных разломов вытекает разнообразие их геологического значения: чаще всего они играют роль трансформных разломов, однако проявляются и как разрывы, по которым закладываются континентальные рифты. Иногда они выступают и в роли внутриплитовых границ, отделяя пассивные континентальные окраины от океанических бассейнов. И практически всегда эти разломы резко проявлены в поясах, формирующихся на конвергентных границах литосферных плит, обуславливая сегментированность вулканогенных поясов, что хорошо известно на примере Андийского, Охотско-Чукотского, Курило-Камчатского и других поясов. Кроме того, трансрегиональные разломы в вулканогенных поясах выступают в роли магмоподводящих, предопределяя формирование поперечных рядов тектоно-магматогенных структур со своеобразным магматизмом. Геолого-геофизическая информация об аналогичных структурах содержится в публикациях С.Е. Априлкова, В.А. Буша, Г.М. Власова, Б.В. Ермакова, Я.Г. Каца, В.М. Макарова, М.А. Фаворской, А.Д. Щеглова и других, где показана важная магматическая и металлогеническая роль этих разломов.

Стабильность и глубинность рассмотренной категории структур позволяют предположить, что последние являются выражением стационарной сети довольно узких глубинных зон Земли, которые длительно активно влияют на расположенную над ними литосферу, обуславливая ее делимость, а также проницаемость глубинного вещества (в том числе и рудоносных растворов) и энергии. К близкому выводу пришел В.А. Буш, который предполагает подлитосферное их заложение, а также жесткий характер их связи с фигурой и осью вращения Земли.

Глава III

СТРАТИГРАФИЯ И ФОРМАЦИИ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИХ – РАННЕКАЙНОЗОЙСКИХ ПЕРИОКЕАНИЧЕСКИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОЯСОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ТИХОГО ОКЕАНА И ОСЛОЖНЯЮЩИХ ЗОН КОНТИНЕНТАЛЬНОГО РИФТОГЕНЕЗА

В настоящем разделе рассмотрены особенности размещения и состава пород, слагающих разновозрастные вулканогенные пояса северо-западного обрамления Тихого океана: позднеюрско-неокомовый внутриокеанический Удско-Мургадский пояс, а также окраинно-континентальные альб-сенонский Охотско-Чукотский и позднеэоценово-раннемиоценовый

Камчатско-Корякский пояса. Кроме того, охарактеризованы бимодальные рифтогенные ассоциации маастрихт-эоценового возраста, осложняющие указанные вулканогенные пояса. В ряде случаев вулканические породы различной формационной и структурной принадлежности образуют почти непрерывные разрезы весьма значительной мощности.

Петрохимическая характеристика рассматриваемых ниже вулканогенных формаций базируется на результатах более чем 2500 силикатных анализов, большая часть которых является оригинальными. Вычисление средних составов пород проводилось для каждого из стратиграфических подразделений, причем вначале определялись средние составы пород в отдельных вулканических ареалах (полях), которые затем усреднялись. Выборки составлялись в градациях Ф.Ю. Левинсона-Лессинга (базальты 47–52 %, андезито-базальты 52–57,2 %, андезиты 57,2–62,1 %, андезито-дациты 62,1–63 %, дациты 63–68,5 %, риодациты 68,5–70,5 %, риолиты – более 70,5 %) с проверкой по числовым характеристикам А.Н. Заварицкого и по классификационной диаграмме, предложенной А.А. Маракушевым.

При вычислении средних значений были использованы выводы В.Н. Бондаренко о нормальном законе распределения петрогенных элементов в вулканогенных породах, что было подтверждено нами в контрольных выборках, составленных для разновозрастных пород различной кислотности. Средние содержания оксидов выборок были пересчитаны на безводный остаток. Подсчитаны также некоторые характерные параметры: коэффициент фракционирования $F = (Fe_2O_3 + FeO) \cdot 100 / (MgO + Fe_2O_3 + FeO)$, индекс затвердевания $SL = MgO \cdot 100 / (MgO + Fe_2O_3 + FeO + Na_2O + K_2O)$, серийный индекс Ритмана $G = (Na_2O + K_2O) / (SiO_2 - 43)$, $f = (FeO + 0,9 Fe_2O_3) / Mg$, позволяющие четче выявить химические различия вулканитов.

При геохимической характеристике вулканогенных образований использованы данные количественного спектрального и пламенно-фотометрического анализов на ряд элементов – Sr, Rb, Zr, Y, Th, Pb, Ni, Co, Cr, V, Sc, Li, Cs, а также результаты полного приблизительно количественного спектрального анализа. При обобщении геохимических данных, кроме собственных, были использованы результаты, полученные при проведении крупно- и среднемасштабных геологических съемок сотрудниками ПГО "Аэрогеология", "Севостгеология" и "Камчатгеология"; в совокупности было учтено около 1 000 результатов геохимических анализов.

ПОЗДНЕЮРСКИЙ – ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ ВУЛКАНИЗМ

Поздняя юра – ранний мел. Удско-Мургальский вулканогенный пояс

Корреляция стратиграфических разрезов. Наиболее полно терригенно-вулканогенные образования Удско-Мургальского пояса вскрываются в бассейне р. Пенжины, на Мургальском поднятии. Здесь тектонически совмещены разнофациальные отложения. Наиболее древние образования, вскрывающиеся в хр. Ичигем, представлены нибарченской свитой (1000 м), состоящей из алевролитов, песчаников, реже вулканитов

Схема корреляции меловых отложений

Возраст	Горизонты	Подгоризонты	Удско-ульин	
			Преддзугджурский прогиб	
Палеоген				
Верхний мел	Даний			
	Маастрихт			
	Сенон	Усть-эмунерэтский		Тунумская свита*
		Мургальский		
	Сантон			
Коньяк	Кетадинский			
Турон	Гребенкинский			
	Дукчандинский			
Сеноман	Аркага-линский	Еропольский	Гырбы-канский	
		Оконайтский	Усть-амнинский	
	Амкин-ский	Окланский	Уен-минский	Мотаринская свита
Нижний мел				
Альб	Верхний	Арманский		
		Ариндский		
	Средний	Тылхойский, Топтанский, Еманринский	Магейская свита*	
	Нижний	Буор-кемюсский		
		Ядринский		
Апт				
Баррем				
Готерив				
Валанжин				
Берриас	Матииский			
	Крестовореченский		Немуйканская свита*	

Охотско-Чукотского пояса

ский сектор	Охотский сектор	Гижигинский сектор	Пенжинский сектор
Ульинский прогиб			
Хакаринская свита	Мыгдыкитская свита		Евдырвеемская толща
		Базальтоиды*	Атувеемская свита
Делокачанская толща			Кеньевкейская толща*
		Наяханская свита	
	Ольская свита*		Макковеемская свита*
Амкинская серия*		Таватумская свита*	
	Ульинская свита		Окланская свита*
	Арманская, хольчанская, науруллийская свиты*	Зоринская свита?	Тылхойская и хайокланская свиты*
Еманринская свита*		Топтанская свита*	
		Омсукчанская свита*	Ненеитская и акаткевеемская свиты*
			Коячанская свита
			Усовская свита
Учуликанская свита*	Хасынская свита*		Нибарченская свита
	Момолтыкичская свита	Аскольдинская свита	

Таблица 1

Анадырский сектор	Центрально-Чукотский сектор	Восточно-Чукотский сектор
Евдырвеемская и горловская свиты	Базальтоиды	Базальтоиды
Атувеемская и еропольская (верхняя подсвита) свиты	Эмнываамская свита	Нунлигранская свита*
<div style="border: 1px solid black; padding: 2px; display: inline-block;">Кавральянская свита*</div> <div style="border: 1px solid black; padding: 2px; display: inline-block;">Макковеемская, еропольская (нижняя подсвита) халанкинская свиты</div>	Слои с усть-эмунерэтской флорой*	?
Убиенкинская свита* Яблонская серия Пеледонская толща Березовская толща*	Эргываамская, козквуньская, пыкарваамская, эмунерэтская свиты*	Леурваамская свита*
Чимчемемельская, айнахкургенская (верхняя подсвита) свиты	Каленьмуваамская, алькавуньская свиты*	Этелькуюмская свита*
Айнахкургенская свита (нижняя подсвита)	Этчикуньская толща*	?
	Кукевеемская толща*	?
Крестово-реченская толща	Слои с I nosceramus Paraketzovi	Слои с Buchia

Примечание.

Звездочкой отмечены стратиграфические подразделения, содержащие ископаемую флору.

среднего — основного состава, в которой Ю.Н. Сергеевым, Л.М. Карпачевым и автором настоящей работы собрана фауна (в том числе и аммониты) поздней юры — валанжина. По надвигу нибарченская свита контактирует с северо-восточнее расположенной (в левобережье р. Пенжины) песчаниково-конгломератово-гравелитовой толщей прибрежного характера, возраст которой установлен на основании многочисленных бухий волжского, берриасского и валанжинского ярусов. Более молодые отложения рассматриваемого вулканогенного пояса в Мургалском поднятии (в правобережье Пенжины, низовьях Мургаля, долины Микины) представлены мощной усовской свитой (табл. 1), которая имеет терригенно-вулканогенный состав с преобладанием базальтов в верхней части. Собранный в ней фауна свидетельствует о готеривском — раннебарремском ее возрасте.

На размытой поверхности Удско-Мургалского вулканогенного пояса залегают нижнемеловые молассовые отложения, в основании которых располагается коячанская свита (300 м), сложенная песчаниками и алевролитами с прослоями кислых туфов и охарактеризованная пелециподами, известными в верхнеаптско-альбских отложениях многих европейских стран и Канады. Перекрывает коячанскую свиту континентальная моласса альба, завершающая разрез наложенных орогенных впадин.

К северо-востоку от Мургалского поднятия палеонтологически охарактеризованные волжские, берриасские, валанжинские и готеривские отложения, входящие в состав Удско-Мургалского пояса и имеющие мощность 2000—2500 м, протягиваются, по данным А.Б. Бочкарева, Э.Б. Невретдинова и автора, полосой северо-восточной ориентировки в бассейнах рек Гребенки, Чукотской, Быстрой, Убиенки. В волжско-валанжинских отложениях преобладают осадочные и туфогенно-осадочные породы, присутствуют линзы туффитов и туфов преимущественно среднего состава. Готеривские образования представлены туфами среднего и умеренно кислого состава, туффитами, туфогенными гравелитами и конгломератами, реже песчаниками и алевролитами.

На северо-восточном склоне хр. Пекульней, по данным В.А. Захарова, обнажаются аналогичные, существенно вулканогенные образования поздней юры — неокома.

В тылу Удско-Мургалского пояса в междуречье Олоя, Еропола, Яблona, Бол. Пеледона (включая бассейны рек Оконайто и Ремклина) полосой северо-восточной ориентировки протягиваются морские туфогенные отложения (нередко ритмично переслаивающиеся), в том числе пепловые туфы и туффиты. Далее на северо-запад, в верховьях р. Яблон, они сменяются континентальной терригенно-туфогенной крестовореченской толщей, содержащей флору неокома и входящей в состав Олойской системы вулканогенных поясов. В верховьях Пенжины в тылу Удско-Мургалского пояса верхнеюрский — неокомовый интервал представлен морскими терригенными флишоидными отложениями, характерными для задуговых бассейнов.

Юго-западнее, в Прихотье верхнеюрско-неокомовые отложения

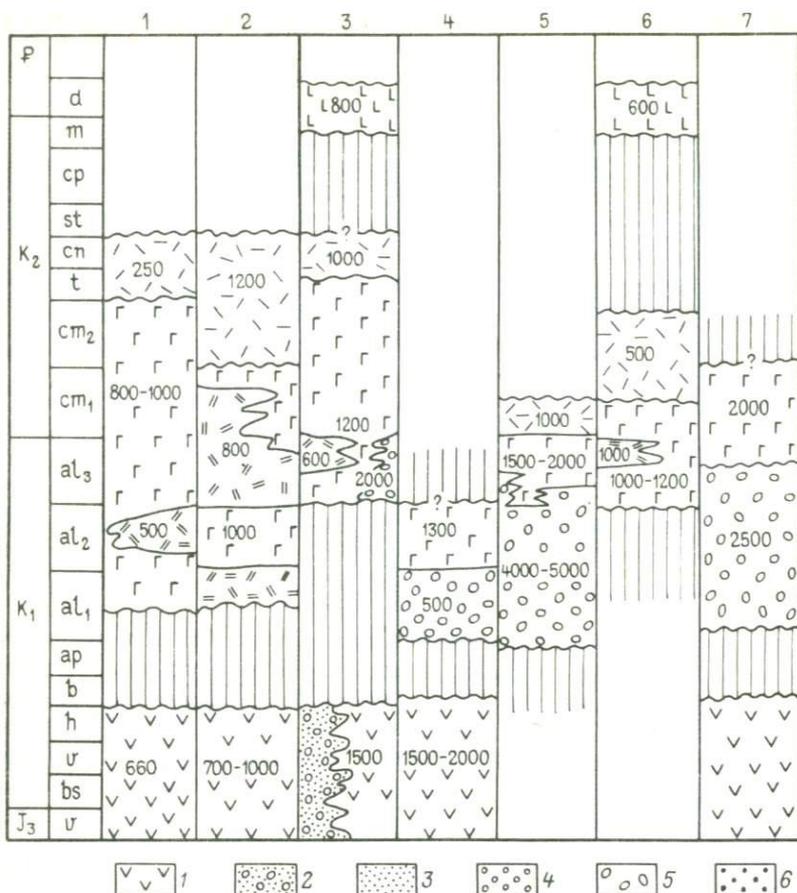
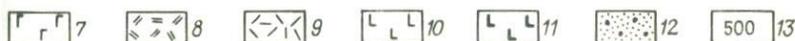
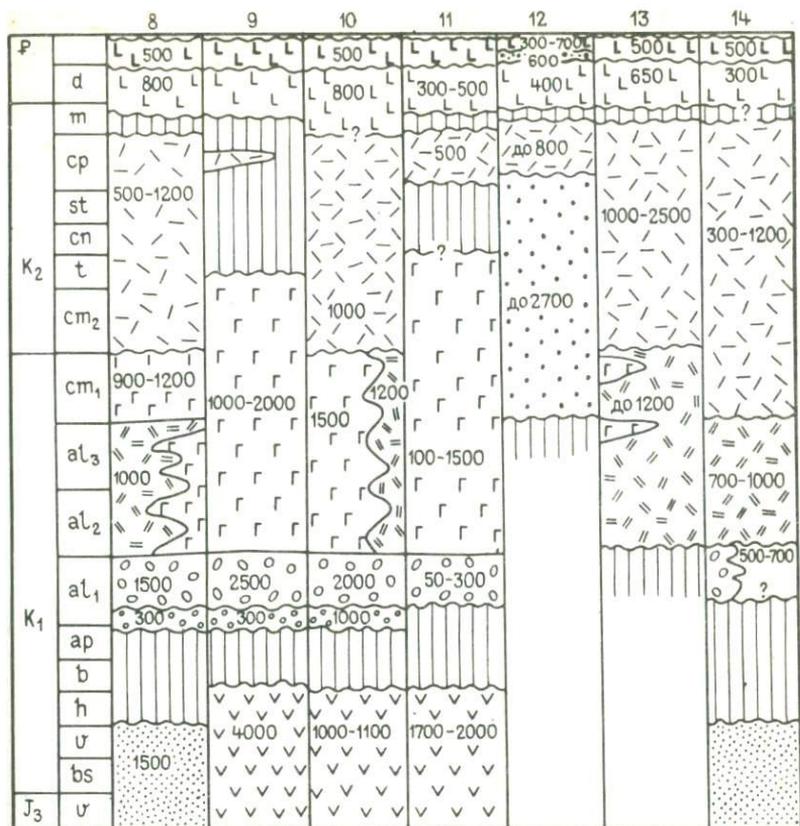


Рис. 8. Формации Удско-Мургаляского и Охотско-Чукотского вулканогенных поясов. Формации Удско-Мургаляского пояса позднеюрского – раннебаррем-туфоогенная, 3 – морская терригенно-туфоогенная. Отложения орогенных впадин, островных дуг: 4 – морская моласса апта – альба, 5 – наземная моласса альба, ко-Чукотского пояса. Формация Охотско-Чукотского пояса альб-сенональба – сеномана, 9 – субщелочная дацитовая сеномана – сенона. Формации зон датская, 11 – щелочнобазальтовая палеоцен-эоценовая, 12 – наземная терригенная. Цифрами над колонками обозначены: 1–2 – Удско-Ульинский сектор (1 – рек Армани, Олы, Хасына; 2 – п-ов Пьягина, 5 – Омсукчанский грабен); 6–7 – кий сектор (8 – тыловая зона); 10–12 – Анадырский сектор (10 – тыловая зона, ховья р. Чинейвеема, 12 – северо-восточная часть Пенжинского прогиба); 13 –

Удско-Мургаляского пояса сохранились фрагментарно. Здесь на различно дислоцированных породах верхоянского комплекса несогласно располагается момылтыкичская свита (1300–1500 м), сложенная вулканитами среднего и основного состава с прослоями терригенных пород. Она перекрывается, а возможно, и замещается по простиранию хасынской свитой, в которой Ю.Г. Кобыляским, В.А. Самылиной и Г.Г. Филип-



кого возраста: 1 – андезит-базальтовая, 2 – наземная и субаквальная терригенно-возникших на окраине мезозойского континента в результате столкновения с ним 6 – туфогенно-терригенная формация альба – сенона аккреционного клина Охотского возраста: 7 – андезит-базальтовая альба – турона, 8 – дацит-риолитовая позднемелового – палеогенового рифтогенеза: 10 – базальтовая маастрихт-13 – мощности формаций в метрах.

Преддугджурье, 2 – Ульинский прогиб); 3–5 – Охотский сектор (3 – бассейны Гижигинский сектор (6 – бассейн р. Туромчи, 7 – п-ов Тайгонос), 8–9 – Пенжинс-11–12 – фронтальная зона и прилежащие части преддугового прогиба: 11 – вер-Центрально-Чукотский сектор; 14 – Восточно-Чукотский сектор

повой собрана флора неокома. Вопрос о положении нижней возрастной границы хасынской и момылтыкической свит неясен; не исключено присутствие в их составе и верхнеюрских образований.

Существенно вулканогенный состав верхнеюрско-неокомового интервала отмечается В.Ф. Белым, Н.Б. Заборовской, Г.Е. Некрасовым и другими исследователями на п-овах Пьягина, Кони и Тайгонос, где он охарак-

теризован фауной и флорой. В бассейне Ульи этот интервал представлен учуликанской свитой, состоящей из терригенных и вулканогенных пород, в которых Е.Л. Лебедевым собран магийский флористический комплекс раннего неокома. Аналогичную флору содержит немуйканская свита Преддзугжурья, также имеющая терригенно-вулканогенный состав.

Характеристика формаций. Удско-Мургальский островодужный вулканогенный пояс образован андезит-базальтовой формацией волжско-неокомового возраста (хотя не исключено, что ее нижний возрастной предел является "скользящим" и в некоторых районах, например на п-овах Кони и Пьягина, может опускаться ниже). Характер изменения ее мощности показан на рис. 8. Андезит-базальтовая формация образована изменчивым по вертикали и в латеральном направлении рядом терригенных, терригенно-вулканогенных и вулканогенных пород, накапливающихся в морских и субконтинентальных условиях. Преобладающими членами формации являются базальты, долериты и их туфы, составляющие не менее 60 % объема всех вулканитов формации. Широко распространены также андезиты, андезито-базальты и их туфы, составляющие около 30 % объема вулканитов формации; на долю более кислых разновидностей — от андезито-дацитов до риолитов — приходится 10–15 % объема всех вулканогенных пород. Таким образом, рассматриваемая формация содержит широкий спектр пород — от базальтов до риолитов, но степень дифференциации расплава была невелика, в связи с чем наибольший объем принадлежит базальтам.

Эффузивы среднего и основного состава интенсивно миндалекаменные; из обрывков хлоритизированного стекла со множеством мельчайших миндалинов состоят обычно и туфы. Таким образом, текстурные особенности пород свидетельствуют о сильной газонасыщенности магмы. Вкрапленники базальтов, андезито-базальтов представлены авгитом, ромбическим пироксеном, в единичных случаях — оливином. Широко распространены в рассматриваемой формации голубовато- и зеленоватосерые туффиты и туфы кислого, среднего — основного и смешанного состава с весьма значительными вариациями содержания терригенной и пирокластической составляющей.

В целом в андезит-базальтовой формации количество терригенных пород и туффитов уменьшается вверх по разрезу, уступая место эффузивам и туфам. Терригенные разности (около 20 % объема формации) представлены вулканомиктовыми песчаниками и алевролитами, зачастую содержащими примесь пирокластического материала. Терригенным породам свойствен градационный тип слоистости.

В породах верхней части рассматриваемой формации нередко наблюдается косяя слоистость, характерная для областей волнения и пляжей. Прогрессирующее со временем обмеление морского бассейна подтверждает как характер слоистости, так и изменение состава организмов — в нижних частях рассматриваемых отложений встречаются аммониты, тогда как в верхних — крупные толстостенные иноцерамы, сопровождаемые многочисленными обрывками растений. На постепенную смену во времени морских условий наземными указывает также характер поствул-

Средний химический состав (в %) и характерные величины меловых вулканических пород Удско-Мурганского и Охотско-Чукотского вулканогенных поясов

Компоненты и характеристики	1 (22)	2 (7)	3 (4)	3a (6)	3б (12)	4 (4)	5 (20)	6 (17)	7 (6)	8 (35)	9 (13)	10 (48)	11 (15)	12 (39)	13 (5)	14 (14)	
SiO ₂	50,14	57,12	61,78	67,70	73,55	50,85	56,17	60,25	64,16	66,67	67,07	66,78	75,71	73,18	50,12	56,18	
TiO ₂	1,22	1,29	0,97	0,68	0,41	0,71	0,76	0,68	0,64	0,44	0,46	0,45	0,24	0,29	1,30	1,01	
Al ₂ O ₃	17,29	16,57	15,15	15,02	13,33	19,18	18,67	17,76	17,18	16,66	16,90	16,73	12,92	14,10	17,89	18,63	
Fe ₂ O ₃	4,38	4,05	4,38	2,12	1,74	4,23	4,57	3,41	3,52	2,19	3,43	2,53	1,54	1,41	4,15	4,06	
FeO	7,30	6,40	3,70	3,82	2,05	4,88	3,20	2,94	1,85	1,81	0,85	1,55	0,70	1,11	5,89	4,04	
MnO	0,22	0,24	0,16	0,11	0,11	0,15	0,13	0,13	0,11	0,09	0,10	0,09	0,06	0,09	0,15	0,15	
MgO	6,04	2,82	1,87	1,64	0,70	5,60	3,20	2,56	1,50	1,06	1,02	1,05	0,37	0,60	7,41	3,46	
CaO	9,55	6,90	4,72	2,37	1,87	9,48	7,02	5,28	3,38	2,03	2,30	2,10	0,66	0,65	8,66	7,08	
Na ₂ O	3,03	3,34	4,05	4,06	4,61	3,13	3,68	3,96	3,81	4,39	4,42	4,40	3,06	4,20	2,93	3,69	
K ₂ O	0,58	0,94	2,89	2,31	1,54	1,68	2,23	2,59	3,56	4,46	3,15	4,11	4,63	4,31	1,12	1,34	
P ₂ O ₅	0,25	0,33	0,31	0,15	0,08	0,30	0,36	0,34	0,29	0,18	0,30	0,21	0,11	0,06	0,38	0,33	
ap	0,67	0,67	0,67		0,34	0,64	1,0	0,68	0,68	0,34	0,67	0,34	0,34	0,34	1,01	0,67	
il	2,28	2,43	1,97	1,4	0,76	1,37	1,52	1,37	1,21	0,76	0,91	0,76	0,46	0,61	2,43	1,97	
mt	6,48	5,79	6,48	3,0	2,55	6,55	6,72	4,86	4,40	3,24	1,62	3,70	1,86	2,08	6,02	5,79	
hm								0,48			2,24		0,16				
or	3,34	5,56	17,25	13,4	8,90	10,02	12,80	15,58	21,15	26,71	18,92	24,49	27,27	25,60	6,68	7,79	
al	25,69	28,31	34,08	34,6	38,80	27,26	31,46	33,55	31,98	37,23	37,23	37,23	25,69	35,65	24,64	31,46	
an	31,99	27,54	14,74	12,0	8,34	33,65	27,81	23,36	15,02	9,45	9,45	9,74	2,50	2,50	32,54	30,04	
di	wo																
		cn	5,69	2,09	2,90		5,10	1,74	0,46							3,14	1,39
			fs	3,51	1,10	2,01		3,61	1,41	0,30							2,21
ol	fo	1,85	0,32	0,66		1,06	0,13	0,13							0,66	0,26	
		fa					2,11								0,70		
hy	fn					0,82									0,20		
		fs	11,74	5,92	2,61	4,0	1,71	7,53	6,52	6,1	3,71	2,61	2,71	0,80	1,51	15,16	7,33
Q	6,33	5,80	0,92	4,2	1,85	2,11	0,79	1,58			0,92	0,26		0,40	4,62	2,37	
C	0,72	13,81	15,86	25,8	35,68		8,17	12,13	19,8	17,7	23,7	18,44	38,80	30,0		9,67	
K ₂ O + Na ₂ O	3,61	4,28	6,94	1,5	1,12				1,63		1,12	2,75	1,48	1,94	1,53		
K ₂ O/Na ₂ O	0,19	0,28	0,72	0,57	0,33	4,81	5,91	6,55	7,37	8,85	7,57	8,51	7,69	8,51	4,05	5,03	
F	56,4	78,7	81,2	78,68	84,4	61,39	70,10	71,08	78,4	78,48	80,80	79,53	85,42	80,77	57,54	70,07	
0,9Fe ₂ O ₃ + FeO	11,24	10,04	7,64	5,74	3,62	8,36	7,18	5,94	4,96	3,62	3,87	3,83	2,01	2,34	9,63	7,69	
f	1,86	3,56	4,08	3,49	5,16	1,49	2,24	2,32	3,32	3,42	3,79	3,65	5,43	3,90	1,30	2,22	
al	28,32	16,06	11,07	11,6	6,58	28,99	19,5	16,76	10,48	7,66	7,98	7,7	3,62	5,2	34,5	20,9	
G	1,82	1,30	3,26	1,64	1,29	3,15	2,74	2,59	2,61	3,46	2,42	3,04	1,89	2,40	2,30	1,92	

Компоненты и характеристики	15 (4)	16 (3)	17 (4)	18 (13)	19 (11)	20 (18)	21 (2)	22 (1)	23 (9)	24 (3)	25 (4)	26 (13)	27 (10)	28 (5)	29 (4)	30 (5)
SiO ₂	62,28	61,29	63,23	67,51	71,39	75,61	59,96	63,57	68,36	69,25	76,24	57,26	59,57	68,04	67,26	69,19
TiO ₂	0,76	0,71	0,69	0,55	0,31	0,17	0,78	0,59	0,41	0,38	0,22	0,96	0,83	0,42	0,59	0,37
Al ₂ O ₃	16,65	16,93	17,35	15,59	14,55	13,18	18,79	17,77	16,17	16,32	14,36	17,55	18,15	16,38	16,17	16,00
Fe ₂ O ₃	4,74	4,98	2,45	2,83	1,84	1,20	2,32	2,16	3,92	1,43	1,47	3,93	3,72	2,18	4,25	1,71
FeO	2,74	2,51	3,53	2,19	1,74	1,07	3,75	3,22		2,11	0,65	4,17	3,47	1,69		2,10
MnO	0,15	0,07	0,14	0,14	0,08	0,03	0,11	0,11	0,08	0,09	0,04	0,12	0,13	0,11	0,10	0,08
MgO	1,95	2,00	1,68	1,08	0,67	0,30	2,20	2,04	0,86	0,84	0,42	3,62	2,75	0,83	0,72	0,72
CaO	4,70	4,46	4,08	2,11	1,36	0,83	4,45	3,25	2,01	2,24	0,41	6,57	5,88	2,58	2,00	1,88
Na ₂ O	4,33	4,15	4,25	4,84	4,56	3,54	4,38	4,05	3,92	3,68	2,03	3,21	3,25	3,73	4,30	3,80
K ₂ O	1,70	2,90	2,41	2,96	3,42	3,95	3,05	3,08	4,09	3,54	4,08	2,23	2,03	3,87	4,48	4,04
P ₂ O ₅			0,22	0,19	0,08	0,11	0,22	0,15	0,16	0,12	0,04	0,38	0,19	0,17	0,13	0,11
ap			0,32	0,32	0,32	0,32	0,52	0,36		0,28	0,09	0,90	0,45	0,40	0,31	0,26
il	1,52	1,37	1,37	1,06	0,61	0,30	1,48	1,12		0,72	0,42	1,82	1,58	0,80	1,12	0,70
mt	6,71	6,25	3,70	3,94	2,55	1,62	3,36	3,13		2,07	1,68	5,70	5,39	3,16	1,4	2,48
hm		0,64	13,91								0,31			4,3		
or	10,02	17,25	36,18	17,81	20,03	23,37	18,02	18,20		20,91	24,10	13,17	11,99	22,86	26,2	23,87
al	36,70	35,13	19,47	40,90	38,80	29,89	37,04	34,25		31,12	17,17	27,15	27,49	31,55	36,2	32,14
an	21,14	18,91		9,74	5,84	3,34	20,65	15,15		10,33	1,77	26,90	27,94	11,70	7,2	8,61
di	0,93	1,39										1,35				
en	0,80	1,21										0,93				
fs												0,31				
fo																
fa																
en	4,02	3,81	2,61	2,71	1,61	0,7	5,48	5,08		2,09	1,05	8,77	6,85	2,07	1,7	1,79
fs	0,13		5,54	1,06	1,06	0,66	3,88	3,35		2,23		1,82	2,16	0,81		1,98
Q	18,0	14,1	17,0	21,6	27,8	37,8	8,87	17,14		27,59	47,44	10,98	15,77	24,90	20,9	25,95
C			0,7	0,82	1,2	1,5	0,72	2,22		2,65	5,96		0,37	1,77	1,6	2,22
K ₂ O + Na ₂ O	6,03	7,05	6,66	7,80	7,98	7,49	7,43	7,13	8,01	7,22	6,11	5,44	5,28	7,60	8,78	7,84
K ₂ O/Na ₂ O	0,39	0,70	0,57	0,61	0,75	1,12	0,70	0,76	1,04	0,96	2,01	0,69	0,62	1,04	1,04	1,06
F	79,32	78,92	78,07	82,30	84,24	88,33	73,40	72,51	82,01	80,82	83,66	69,11	72,33	82,34	85,54	84,11
0,9Fe ₂ O ₃ + FeO	7,01	6,99	5,74	4,74	3,40	2,15	5,84	5,16		3,40	2,00	7,71	6,82	3,65	3,83	3,64
f	3,59	3,50	3,41	4,39	5,07	7,17	2,65	2,53		4,05	4,76	2,13	2,48	4,40	5,32	5,05
al	12,6	12,1	11,7	7,8	5,5	3,0	4,01	14,02	6,7	7,24	4,84	21,10	18,07	6,75	5,23	5,82
G	1,88	2,72	2,19	2,48	2,24	1,72	3,26	2,47	2,53	1,99	1,12	2,08	1,68	2,31	3,18	2,35

Компоненты и характе- ристики	31 (6)	32 (26)	33 (29)	34 (13)	35 (10)	36 (37)	37 (42)	38 (2)	39 (3)	40 (7)	41 (11)	42 (19)	43 (10)	44 (29)	45 (19)	46 (9)	47 (35)
SiO ₂	71,94	51,54	55,95	60,60	52,45	55,82	59,89	66,82	76,06	60,65	67,79	72,75	76,58	74,07	62,07	64,17	67,64
TiO ₂	0,33	1,25	0,89	0,70	1,43	1,12	0,96	0,72	0,29	0,93	0,55	0,37	0,13	0,29	0,93	0,92	0,65
Al ₂ O ₃	15,70	17,64	18,25	17,70	16,94	18,34	17,67	16,32	13,22	17,80	16,43	14,52	13,25	14,08	16,61	16,07	15,57
Fe ₂ O ₃	1,42	4,91	4,09	3,86	4,71	4,22	3,81	2,99	1,36	3,50	2,95	1,60	0,97	1,38	4,74	3,95	3,30
FeO	1,38	6,86	4,75	2,90	5,44	4,49	3,49	2,00	0,70	3,53	1,45	1,49	0,60	1,18	2,51	1,81	1,24
MnO	0,12	0,17	0,16	0,12	0,19	0,15	0,14	0,11		0,12	0,08	0,06	0,04	0,05	0,13	0,16	0,12
MgO	0,68	4,76	3,96	2,77	5,78	3,40	2,52	1,18	0,49	2,55	0,75	0,66	0,13	0,48	1,88	1,54	0,86
CaO	1,41	8,97	7,38	5,63	8,59	7,43	5,64	3,15	0,76	4,97	2,35	1,39	0,63	1,13	3,70	3,51	2,04
Na ₂ O	3,22	3,02	3,56	3,97	3,03	3,38	3,67	4,22	3,27	3,48	4,09	3,78	4,11	3,89	4,76	4,53	4,83
K ₂ O	3,77	0,71	0,78	1,57	1,21	1,39	1,95	2,32	3,79	2,24	3,40	3,32	3,53	3,39	2,38	2,37	3,52
P ₂ O ₅	0,09	0,18	0,23	0,18	0,22	0,26	0,26	0,16	0,06	0,24	0,14	0,07	0,04	0,06	0,29		0,21
ap	0,21	0,3	0,3	0,3	0,3	0,7	0,7	0,3						0,1			
il	0,63	2,4	1,7	1,4	2,7	2,1	2,0	1,4	0,3	1,67	0,91	0,72	0,15	0,61	1,67	1,67	1,22
mt	2,06	7,0	5,8	5,6	6,7	6,0	5,6	4,4	0,6	4,87	4,18	2,30	1,39	2,08	6,50	5,57	4,64
hm								1,4									
or	22,27	3,9	5,0	9,5	7,2	8,3	11,7	13,4	0,5	12,81	19,50	19,50	20,61	20,08	13,37	13,93	20,05
al	27,23	25,2	30,4	34,1	25,2	28,8	31,5	35,6	22,3	28,82	34,06	32,00	35,53	33,03	38,25	40,35	39,82
an	6,41	32,8	31,2	25,6	29,2	30,3	25,9	15,0	27,8	23,90	11,40	7,1	3,6	5,29	16,96	14,46	10,0
di	{	4,7	2,0	0,6	52,0	2,0	0,2								0,81		
en		2,7	1,3	0,4	3,8	1,4	0,1								0,7		
fs		1,7	0,5	0,1	0,9	0,5	0,1										
ol	{																
fo																	
fa																	
hy	{	1,69	9,2	8,6	6,5	10,6	6,1	3,0	1,2	6,2	1,7	1,55	0,3	1,21	4,0	3,0	2,2
fs		1,04	5,3	4,0	0,9	3,2	1,6	0,1	0,1	2,11		0,72	0,26	0,66			
Q	34,55	4,8	9,4	15,1	4,8		14,9	25,3	40,5	16,10	24,79	33,0	36,69	35,15	14,58	17,6	20,39
C	3,98							1,4	2,5	0,61	1,73	2,1	2,04				0,12
K ₂ O + Na ₂ O	6,99	3,73	4,34	5,54	4,24	4,77	5,62	6,54	7,06	5,72	7,49	7,10	7,64	7,28	7,14	6,90	8,35
K ₂ O/Na ₂ O	1,17	0,23	0,22	0,40	0,40	0,41	0,53	0,55	1,16	0,64	0,83	0,88	0,86	0,87	0,50	0,52	0,73
F	80,46	75,79	69,06	70,93	63,72	71,92	74,34	81,01	80,78	73,4	85,4	82,4	92,4	84,21	79,4	78,9	84,1
0,9Fe ₂ O ₃ + + FeO	2,66	11,28	8,43	6,37	9,68	8,29	6,92	4,69	1,92	6,68	4,10	2,93	1,47	2,42	6,78	5,36	4,21
f	3,91	2,37	2,13	2,30	1,67	2,44	2,75	3,97	3,92	2,62	1,61	3,91	2,23	5,04	3,61	3,48	4,90
al	5,49	23,5	23,1	18,4	28,6	20,1	16,3	9,3	5,01	16,7	5,9	6,1	1,4	4,6	11,6	10,8	6,3
G	1,69	1,63	1,45	1,74	1,90	1,77	1,87	1,80	1,51	1,85	2,26	1,69	1,74	1,71	2,67	2,25	2,83

Компоненты и характеристики	48 (35)	49 (5)	50 (1)	51 (23)	52 (7)	53 (31)	54 (2)	55 (2)	56 (7)	57 (2)	58 (3)	59 (2)	60 (5)	61 (2)	62 (9)	63 (27)	64 (32)
SiO ₂	70,80	73,76	61,35	68,55	71,58	74,26	63,25	69,28	74,03	62,33	67,62	69,99	73,89	73,38	69,17	70,48	73,68
TiO ₂	0,52	0,33	0,67	0,45	0,24	0,20	0,69	0,30	0,24	0,69	0,53	0,36	0,27	0,31	0,40	0,35	0,26
Al ₂ O ₃	14,43	13,52	15,16	13,64	15,16	12,28	16,76	14,96	13,62	17,36	15,82	16,53	13,52	13,67	15,72	15,05	14,04
Fe ₂ O ₃	2,49	1,92	10,47	4,85	2,21	3,73	2,54	4,23	1,50	3,89	2,85	1,86	1,60	1,35	2,17	2,28	1,48
FeO	1,11	0,89	2,67	1,43	1,07	0,84	2,90	1,12	0,97	1,91	1,66	0,81	1,02	1,16	1,42	1,37	0,88
MnO	0,09	0,06	0,09	0,10	0,05	0,04	0,11	0,07	0,05	0,09	0,08	0,06	0,07	0,08	0,22	0,10	0,06
MgO	0,61	0,37	0,96	0,66	0,47	0,33	2,31	0,35	0,32	2,16	1,10	0,40	0,41	0,58	0,68	0,67	0,47
CaO	1,44	0,94	3,16	3,65	1,80	0,92	4,87	1,81	1,24	4,52	2,22	2,02	1,22	0,80	1,80	1,51	1,19
Na ₂ O	4,97	4,01	2,71	3,14	3,74	2,62	3,90	2,37	3,30	3,79	3,89	3,81	3,26	3,57	4,37	4,09	3,47
K ₂ O	3,39	4,10	2,66	3,45	3,62	4,68	2,56	5,44	4,69	3,19	4,11	4,07	4,68	5,04	3,96	4,03	4,42
P ₂ O ₅	0,13	0,12	0,10	0,07	0,05	0,04	0,11	0,07	0,04	0,22	0,11	0,09	0,05	0,06	0,09	0,07	0,07
ap			0,34	0,34	0,34	0,34	0,34	0,34	0,34	0,34	0,34	0,34	0,34	0,34	0,34	0,34	0,34
il	0,91	0,61	1,37	0,91	0,46	0,46	1,37	0,61	0,46	1,37	0,91	0,76	0,61	0,61	0,76	0,76	0,61
mt	3,48	2,78	6,95	3,24	3,01	1,86	3,70	2,78	2,08	4,17	4,17	1,62	2,32	2,08	3,24	3,24	2,08
hm			5,75	2,56	0,16	2,40	2,24	2,24	2,24	0,96	0,80	0,80	2,78	29,50	23,37	23,37	26,16
or	19,50	28,39	16,14	20,59	21,15	27,83	15,58	31,72	27,83	18,92	24,49	24,49	27,83	29,50	37,23	34,60	29,36
al	41,39	33,01	23,07	26,22	31,46	22,02	33,03	20,45	27,79	31,98	33,03	31,98	27,79	30,41	37,23	34,60	29,36
an	6,67	4,45	15,02	12,79	8,07	4,45	20,58	8,07	5,84	21,14	10,01	9,18	5,01	3,06	8,90	7,51	5,84
di				1,97			1,16			0,12							
{ wo				1,71			0,80			0,10							
{ fs							0,26										
ol																	
{ fo																	
{ fa																	
{ en	1,4	1,0	2,51		1,21	0,71	4,92	1,00	0,70	5,42	2,71	1,00	1,00	1,51	1,71	1,71	1,21
{ fs							1,85		0,40		0,13		0,13	0,66	0,40	0,13	
Q	24,36	32,21	27,09	29,67	32,08	38,81	16,64	30,64	30,76	15,56	23,00	27,57	33,94	30,88	23,42	27,27	33,34
C		0,92	2,24		2,24	1,33		2,24	0,92		1,22	2,45	1,10	1,22	0,92	1,33	1,33
K ₂ O + Na ₂ O	8,36	8,11	5,37	6,59	7,36	7,30	6,46	7,81	7,99	6,98	8,00	7,88	7,94	8,61	8,33	8,12	7,89
K ₂ O/Na ₂ O	0,68	1,02	0,98	1,10	0,97	1,79	0,66	2,30	1,42	0,84	1,06	1,07	1,44	1,41	0,91	0,99	1,27
F	85,5	88,4	93,19	90,49	87,47	93,26	70,19	93,86	88,53	72,86	80,39	86,97	86,47	81,23	84,07	84,49	83,39
0,9Fe ₂ O ₃ + FeO	3,35	2,62	12,09	5,80	3,06	4,20	5,19	4,93	2,32	5,41	4,22	2,48	2,46	2,38	2,10	3,42	2,21
f	5,49	7,08	12,59	8,79	6,51	12,73	2,25	14,08	7,25	2,50	3,84	6,20	6,00	4,10	3,09	5,10	4,70
al	4,9	3,3	6,81	9,51	12,53	6,73	29,81	6,14	11,47	27,13	19,61	13,03	13,53	18,77	15,92	15,51	16,61
G	2,51	2,14	1,57	1,70	1,90	1,70	2,06	2,32	2,06	2,52	2,60	2,30	2,04	2,44	2,65	2,40	2,03

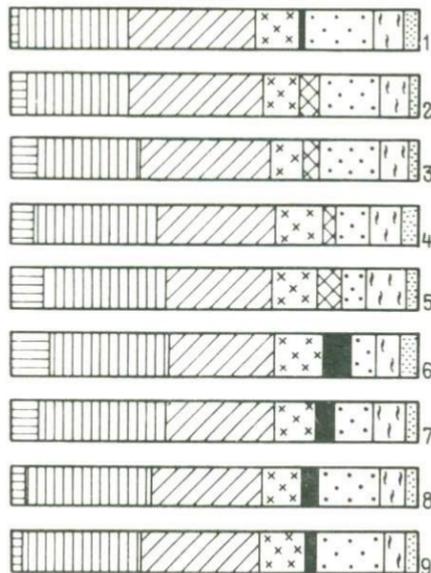
Примечание. Цифры в скобках после образца обозначают количество анализов.

Удско-Мургальский пояс: 1–3 – андезит-базальтовая формация поздней юры – неокома (1 – базальты, 2 – андезито-базальты, 3 – андезиты, 3а – дациты, 3б – риолиты). Охотско-Чукотский пояс. *Удско-Ульинский сектор*. 4–6 – базальт-андезитовая формация альба – турона (4 – базальты, 5 – андезито-базальты, 6 – андезиты), 7–12 – субщелочная позднемеловая формация (7 – андезито-дациты, 8 – игнимбриты трахидацитового состава, 9 – дациты, 10 – игнимбриты трахидацитового состава и дациты, 11 – риолиты, 12 – игнимбриты трахириолитового состава); *Охотский сектор*: 13–15 – базальт-андезитовая формация альба – турона (13 – базальты, 14 – андезито-базальты, 15 – андезиты); 16–20 – субщелочная дацитовая формация позднего мела (16 – андезиты с повышенной калиевостью, 17 – андезито-дациты, 18 – дациты, 19 – риодациты, 20 – риолиты). *Гижибинский сектор* (по данным Шурыгина, 1969 г., М.Н. Захарова, В.А. Легейдо, 1976 и др.): 21–25 – дацит-риолитовая раннего мела (21 – андезиты, 22 – андезито-дациты, 23 – дациты, 24 – риодациты, 25 – риолиты); 26–27 – базальт-андезитовая формация раннего – позднего мела (26 – андезито-базальты, 27 – андезиты); 28–31 – субщелочная дацитовая формация позднего мела (28 – дациты, 29 – трахидациты, 30 – риодациты, 31 – риолиты). *Ленжинский и Анадырский секторы*. 32–39 – базальт-андезитовая формация альба – турона (низкокалиевая субформация: 32 – базальты, 33 – андезито-базальты, 34 – андезиты; умереннокалиевая субформация: 37 – базальты, 38 – андезито-базальты, 39 – андезиты, 40–44 – дацит-риолитовая формация альба – сеномана (40 – андезиты, 41 – дациты, 42 – игнимбриты риолитов, 43 – риолиты, 44 – риолиты и игнимбриты риолитов); 45–49 – субщелочная дацитовая формация сеномана – сенона (45 – трахиандезиты, 46 – дациты, 47 – трахидациты, 48 – трахириодациты, 49 – трахириолиты). *Центрально-Чукотский сектор*. 50–56 – дацит – риолитовая формация альба – сеномана (нижняя часть: 50 – андезиты, 51 – дациты, 52 – риодациты, 53 – риолиты; верхняя часть: 54 – андезито-дациты, 55 – риодациты, 56 – риолиты); 57–64 – субщелочная дацитовая формация сеномана – сенона (нижняя часть: 57 – андезиты, 58 – дациты, 59 – риодациты, 60 – риолиты, 61 – трахириолиты; верхняя часть: 62 – трахидациты, 63 – трахириодациты, 64 – трахириолиты).

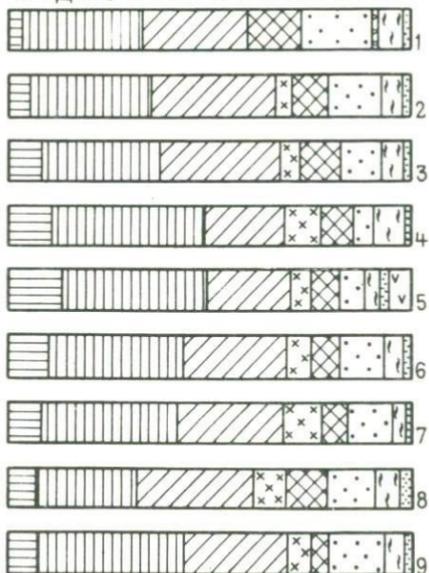
канических изменений – для нижних частей андезит-базальтовой формации характерно зеленокаменное изменение вулканитов, тогда как вулканиты верхней ее части несут краснокаменное изменение.

Химические особенности андезит-базальтовой формации (табл. 2) заключаются в ее значительной магнезиальности, железистости (рис. 9) и натровости и в низких величинах K_2O и K_2O/Na_2O . Для рассматриваемой формации характерна положительная связь величины отношения FeO^*MgO с калием и отрицательная – с титаном, что свойственно дифференцированным сериям. Тренд дифференциации андезит-базальтовой формации близок к феннеровскому. Проявленная (хотя и не резко) тенденция накопления железа на начальных стадиях формирования (рис. 10) приближает эту формацию к толеитам. С островодужными толеитами ее роднят также низкие величины K_2O , K_2O/Na_2O , но отличаются значительные количества $TiO_2 \cdot Al_2O_3$ (это высокоглиноземистые

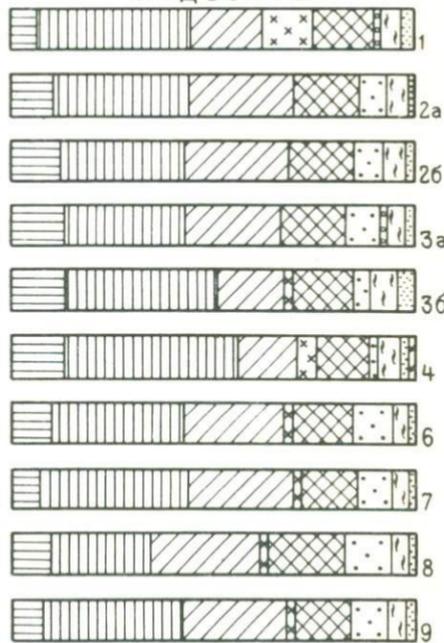
БАЗАЛЬТЫ



АНДЕЗИТО-БАЗАЛЬТЫ



АНДЕЗИТЫ



породы), Fe_2O_3 , Na_2O и меньшая известковистость. Однако содержание титана в рассматриваемых породах ниже, чем в океанических толеитах. По содержанию Zr, а также Ni, Co, V базальты рассматриваемой формации близки к толеитам островных дуг; в них несколько повышенное количество Sr, Rb и сравнительно низкое значение K/Rb (табл. 3). Обособленность вулканитов Удско-Мургальской дуги от пород окраинно-континентальных поясов выявляется на диаграмме Sr, Ti, Y, где породы верхнеюрско-неокомовой формации располагаются в поле базальтов океанического дна (рис. 11).

Базальты рассматриваемой формации наиболее близки к толеитам островных дуг [53]. Это низкокальциевые породы со значительным количеством натрия; в нормативном их составе присутствует оливин, а также большое количество ферросилита и энстатита (см. рис. 9).

Разности кислого состава рассматриваемой формации, в отличие от средних – основных, обладают повышенной калиевостью, что в некоторых случаях нарушает комплектарность тренда. Однако остальные свойства этих разностей (в частности, высокое содержание Mg, Fe) позволяют рассматривать их в качестве крайних членов в ряду дифференциации расплава, исходного для андезит-базальтовой формации. Указанное выше нарушение комплементарности тренда является, возможно, следствием влияния сиалического корового субстрата.

Андезит-базальтовой формации комагматичен раннемеловой комплекс гранитоидов (плагииграниты, диориты), породы которого также характеризуются пониженной общей щелочностью и существенно натровым типом химизма.

Рис. 9. Нормативные составы позднемезозойских – раннекайнозойских вулканитов среднего – основного состава северо-западной части Тихоокеанского кольца.

Цифрами обозначены формации: 1 – андезит-базальтовая поздней юры – неокома Удско-Мургальского пояса; Охотско-Чукотский пояс: 2 – базальт-андезитовая альба – турона (а – низкокальциевые базальты, б – базальты умеренной калиевости), 3 – кремнекислые формации (а – дацит-риолитовая альба, б – субщелочная дацитовая позднего мела); зоны рифтогенеза: 4 и 5 – базальтовая маастрихт-датская (4 – бассейн р. Пенжины, 5 – бассейн р. Бол. Паледон), 6–7 – щелочнобазальтовая палеоцен-эоценовая (6 – бассейны рек Пенжины и Анадыря, 7 – Пенжинский прогиб и хр. Рарыткин); 8–9 – базальт-андезит-дацитовая позднего эоцена – миоцена Камчатско-Корякского пояса: (8 – нижняя часть формации в Велолныкском поле, 9 – базальты остальных полей формации), og – ортоклаз, ab – альбит, an – анортит, di – диопсид, ol – оливин, hu – гиперстен, Q – кварц, C – корунд, mt – магнетит; il – ильменит, hm – гематит

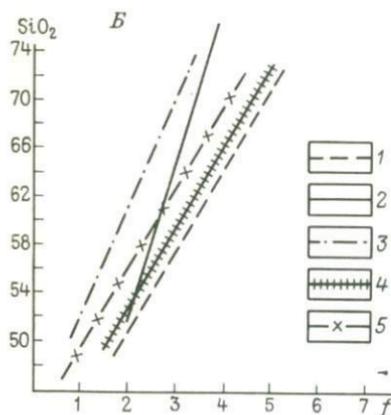
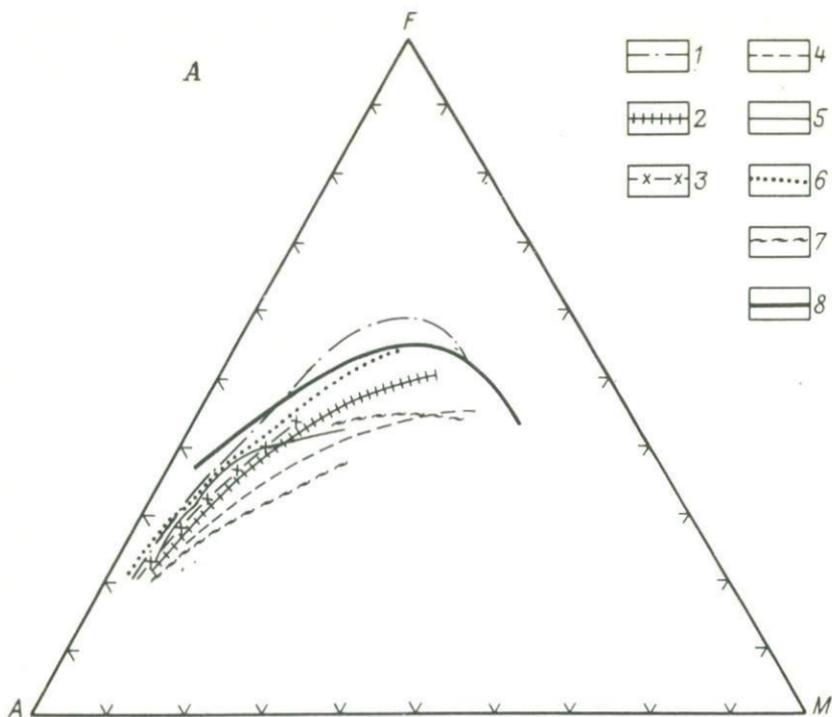


Рис. 10. Тренды дифференциации вулканических образований позднего мезозоя – раннего кайнозоя северо-западной части Тихоокеанского кольца.

А. Диаграмма $A - F - M$. Тренды дифференциации формаций: 1 – андезит-базальтовой поздней юры – неокома Удско-Мургаляского пояса; 2 – базальт-андезитовой альба – турона Охотско-Чукотского пояса; 3 – дацит-риолитовой альба – сеномана и субщелочной дацитовой сеномана – сенона объединенных, там же; 4 – базальт-андезит-дацитовой олигоцена – раннего миоцена Камчатско-Корякского пояса; 5 – риолит-дацитовой позднего эоцена – олигоцена, там же; 6 – базальтовой маастрихт – датской зон континентального рифтогенеза; 7 – бимодальной ассоциации палеоцен – эоцена (включая щелочнобазальтовую), там же; 8 – граница толеитовой и известково-щелочной серий [52].

Б. Диаграмма корреляции $SiO_2 - f$. Тренды дифференциации формаций: 1 – андезит-базальтовой поздней юры – неокома Удско-Мургаляского пояса; 2 – базальт-андезитовой альба – турона Охотско-Чукотского пояса; 3 – базальт-андезит-дацитовой олигоцена – раннего миоцена Камчатско-Корякского пояса; 4 – базальтовой маастрихт-датской зон континентального рифтогенеза; 5 – разграничительная линия областей толеитовой (слева) и известково-щелочной серий, по А. Миасиро

Средние содержания элементов-примесей в позднемезозойских – раннекайнозойских вулканических формациях Северо-Востока СССР, г/т

Компоненты и характеристики	1 (8 и 19*)	2 (22*)	3 (36*)	4 (2 и 35*)	5 (4 и 11*)	6 (6 и 37*)	7 (7 и 28*)	8 (3*)	9 (6*)	10 (2*)	11 (9*)	12 (2 и 15*)	13 (2 и 18*)	14 (2 и 16*)	15 (1 и 14*)	16 (4*)
Pb	13			26	16	32	40					49	78	86	105	
Sr	480	450	300	400	508	412	470	150	460	450	400	570	370	236	83	340
Ba	300*	300	200	70*	200*	320	300*	640	200	150	150	400*	300*	350*	450*	400
Zr	99	15		155	146	204	224	80	7	10	10	200	320	228	150	48
Y	28			21	25	34	29					26	37	24	18	
Ni	10*	20	13	6*	25*	20*	10*		17	15	20	20*	6*	6*		10
Co	20*	20	15	5*	10*	10*	10*		18	15	20	10*				10
Cr	10*				30*	30*	5*						55*		25*	
V	150*	100	70	40*	60*	50*	40*	10	62	60	90	80*	15*	25*	10*	64
Cu	60*	20	40	20*	30*	16*	40*	5	47	40	35	40*	5*	5*	10*	10
Pb	6			7	8	14	13	20				14	16	16	19	16
Sc		10														
Th	7			6	8	10	9					12	12	13	22	
Li																
K/Rb	262			485	628	360	405					379	362		307	
Rb/r	0,03			0,06	0,03	0,08	0,08					0,1	0,24	0,36	1,26	
Ba/r	0,62	0,67	0,67	0,47	0,39	0,78	0,64	4,27	0,43	0,33	0,38	0,70	0,91	1,48	5,42	1,18
Ni/Co	0,50	1,0	0,9	1,20	2,50	2,00	1,0		0,94	1,00	1,0	2,00				1,0
V/Ni	15,0	5,0	5,4	6,7	2,40	2,5	4,0		3,65	4,00	4,5	4,00	2,50	4,17		6,4
V/Cr	15,0				2,0		8,0						0,27		0,40	
Ti/V	50	61	76	60	214	115	144	174	121	89	47	70	220	89	174	87

Компоненты и характеристики	17 (6 и 14*)	18 (10 и 5*)	19 (12 и 15*)	20 (15 и 19*)	21 (6 и 5*)	22 (1 и 3*)	23 (10 и 10*)	24 (12*)	25 (21 и 8*)	26 (35*)	27 (2 и 31*)	28 (16 и 48*)	29 (34 и 35*)
Pb	78	86	81	20	29	42	9		81		11	25	45
Sr	217	300	115	582	549	490	790	500	575*	555	410*	540*	420*
Ba	380*	350*	370*	290*	340*	300*	320*	320	450*	300	660*	320*	290*
Zr	285	232	232	247	161	218	252	19	80	37	39*	42*	55*
Y	34	35	32	43	28	23	29		7*	26		26*	21*
Ni	7	8	6	96	60	13	141	33	19*	30	19*	34*	23*
Co		6	7	52	39	10	53	18	23*	18	20*	21*	12*
Cr		18	15	125	90	30	162	64	22*	160	100*	50*	48*
V	40	33	28	185	182	80	178	73	30*	57	100*	50*	43*
Cu	7*	8*	10*	70*	30*	8*	43*	33					
Pb	24	17	17	14	13	10	6						
Sc			9	24		10	23						
Th	10	10	12	7	7	6							
Li								12	31		17	15	19
K/Pb	350	327	420				1530		726		800	425	303
Pb/r	0,36	0,29	0,70				0,01		0,14		0,03	0,04	0,11
Ba/r	1,75	1,17	3,22					0,6	0,8	0,6	1,6	0,6	0,7
Ni/Co		1,33	0,86	1,8	1,55	1,3	2,7	1,8	0,87	1,4	0,95	1,60	1,9
V/Ni	5,7	4,12	4,67	1,9	3,0	6,2	1,3	2,2	1,58	0,5	5,3	1,5	1,9
V/Cr		1,83	1,87				1,1	1,1	1,4	0,4	1,0	1,0	0,9
Ti/V	98	95	71				61	77	128	147	56	83	69

Примечания. 1. Цифры в скобках после номера образца означают количество анализов. 2. Количество анализов, выполненных методом приближенно-количественного спектрального анализа, и их данные отмечены звездочкой. Формации Удско-Мургаляского пояса: 1–4 – андезит-базальтовая поздней юры – неокома. (1 – базальты, 2 – андезито-базальты, 3 – андезиты, 4 – риолиты и дациты). Формации Охотско-Чукотского пояса: 5–11 – базальт-андезитовая альба – турона умеренно калиевая субформация: 5 – базальты, 6 – андезито-базальты, 7 – андезиты, 8 – риолиты; низкокалиевая субформация: 9 – базальты, 10 – андезито-базальты, 11 – андезиты); 12–15 – дацит-риолитовая альба – сеномана (12 – андезиты, 13 – дациты, 14 – риодациты, 15 – риолиты); 16–19 – субщелочная дацитовая сеномана – сенона (16 – трахиандезиты, 17 – трахидациты, 18 – трахириодациты, 19 – трахириолиты). Формации зон рифтогенеза: 20–22 – базальтовая позднего мела (20 – базальты, 21 – андезито-базальты, 22 – андезиты); 23–24 – щелочно-базальтовая палеоцена – эоцена: 23 – базальты, 24 – андезито-базальты). Формации Камчатско-Корякского пояса: 25 – риолит-дацитовая эоцена – олигоцена (дацит); 26–29 – базальт-андезит-дацитовая олигоцена – миоцена (26 – базальт, 27 – андезито-базальт, 28 – андезит, 29 – дацит и риолиты).

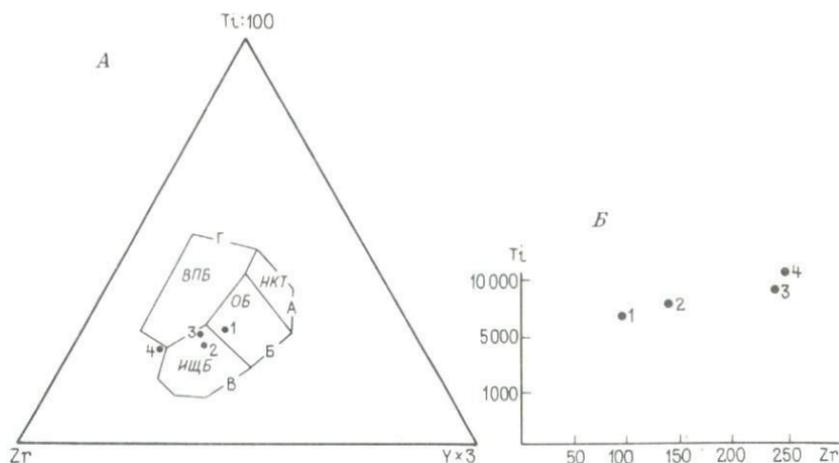


Рис. 11. Соотношения элементов в базальтах позднего мезозоя – раннего кайнозоя северо-западной части Тихоокеанского кольца.

А. Диаграмма $Zr - Ti : 100 - Y \cdot 3$.

Б. Диаграмма $Ti - Zr$.

1 – андезит-базальтовая юрско-неокомовая формация Удско-Мургаляского пояса; 2 – базальт-андезитовая альб-туронская формация Охотско-Чукотского пояса; 3 – базальтовая маастрихт-датская; 4 – щелочнобазальтовая палеоцена – эоцена. Буквами обозначены поля [62]: ОБ – базальты океанического дна (Б), НКТ – низкокалиевые толеиты (А и Б), ИЩБ – известково-щелочные базальты (Б и В), ВПБ – внутриплитовые базальты (Г)

Корреляция стратиграфических разрезов. Представления о возрасте Охотско-Чукотского окраинно-континентального пояса претерпели значительные изменения. Если ранее к поясу относили весь поздний мел (Е.К. Устиев, И.М. Сперанская и др.), то позднее верхний его возрастной предел был ограничен ранним сеноманом [2]; при этом ранним сеноманом были датированы и базальтоиды, ранее считавшиеся палеогеновыми. Однако нами [28], [29] в ходе геологосъемочных и тематических стратиграфических работ было установлено широкое развитие в Охотско-Чукотском поясе сенонских отложений, составляющих верхнюю часть его разреза. Списки остатков ископаемых растений, собранных (совместно с А.И. Дворянкиным, А.И. Милехиным, Е.Л. Лебедевым, В.А. Фараджевым и А.Б. Цукерником) в Пенжинском, Анадырском и Центрально-Чукотском секторах, приведены в табл. 4.

Пенжинский сектор. Во фронтальной части, охватывающей бассейн р. Микины, средней течение р. Пенжины с притоками Юлговаам, Оклан, Бол. Чалбугчан, Хиузная, разрез Охотско-Чукотского пояса начинается ильваваамской толщей верхнеальбско-сеноманского возраста (рис. 12, колонка 1). Эта толща залегает здесь на прерывисто распространенной в отдельных впадинах континентальной молассе, представленной ненеитской свитой. Последняя сменяет вверх по разрезу коячанскую свиту и сложена конгломератами, гравелитами, песчаниками, реже алевролитами, туффитами, туфоконгломератами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, линзами каменных углей. По всему разрезу ненеитской свиты собраны многочисленные растения (см. табл. 4), которые позволяют параллелизовать ее с буор-кемюсской свитой [24] и относить к альбскому ярусу. Местами ильваваамская толща располагается на породах Удско-Мургальского пояса или на более древних мезозойских и палеозойских образованиях. Эта толща, непрерывной полосой протягивающаяся из бассейна Микины в долину р. Чалбугчан и далее на левобережье Пенжины, представлена андезитами, их туфами и туффитами, реже базальтами и андезито-базальтами; еще реже в ней встречаются песчаники, гравелиты, конгломераты и вулканиты кислого состава. В нижней и средней частях ильваваамской толщи собраны растения, характерные для альба (особенно верхнего) и сеномана [26]. В.П. Василенко в долине р. Кубаедем в вулканах среднего – основного состава, являющихся, по-видимому, стратиграфическим аналогом ильваваамской толщи, собрал сеноманские, по определению В.А. Самылиной, растения, близкие к аркагалинскому комплексу. Максимальная видимая мощность ильваваамской свиты достигает 1 500 м.

Возможно, более высокое стратиграфическое положение занимает выделенная Ю.С. Турчиновичем на северном склоне хр. Ичигем ветвинская толща мощностью 500–800 м, которая, по нашим наблюдениям, сложена чередующимися андезито-базальтами, реже базальтами, а также туфами среднего и смешанного состава. Собранную Ю.С. Турчиновичем в ветвинской толще флору Е.Л. Лебедев параллелизует с гребенским

Ископаемые растения	Свиты, толщи									
	Крестовореченская	Акаткевская	Ненецкая	Тылхойская	Окланская	Макковская (нижняя и средние части)	Аналог кеньевской	Кеньевская	Энмываамская	Эргываамская
<i>Cladophlebis ex. gr. nebbensis</i> (Brougn.). Nath.	+									
<i>Cladophlebis williamsonii</i> (Brongn.) Brongn.	+					+				
<i>Cladophlebis acuta</i> Font.						+				
<i>Cladophlebis frigida</i> (Heer) Sew.						+	+			
<i>Cladophlebis</i> (<i>Birisia</i>) cf. <i>jorgensenii</i> Heer (Krysh t.)									+	
<i>Cladophlebis</i> cf. <i>borealis</i> (Brongn.) Krysh t.									+	
<i>Cladophlebis</i> (<i>Gheichenia</i> ?) sp.								+		+
<i>Sequoia subulata</i> Heer					+					
<i>Sequoia concinna</i> Heer					+					
<i>Sequoia</i> cf. <i>fastigiata</i> (Sternb.) Heer					+		+			
<i>Sequoia minuta</i> Sweshn.					+		+			
<i>Sequoia reichenbachii</i> (Gein.) Heer					+		+			
<i>Sequoia rigida</i> Heer				+	+		+	+		+
<i>Sequoia</i> sp.				+	+		+	+		+
<i>Metasequoia cuneata</i> (Knowlt.) Chaney							+			
<i>Metasequoia</i> sp.								+		
<i>Araucarites</i> aff. <i>microphylla</i> Sweshn.					+					
<i>Araucarites</i> aff. <i>anadyrensis</i> Krysh t.						+	+			+
<i>Cedrus</i> (?) sp.										
<i>Libocedrus</i> aff. <i>catenulata</i> (Bell.) Krysh t.										
<i>Libocedrus</i> (?) sp.										
<i>Elatocladus manchurica</i> (Yok.) Yabe				+						
<i>Elatocladus smittiana</i> (Heer) Sew.				+	+		+			
<i>Elatocladus</i> aff. <i>zheltovskii</i> Phil.							+			

Распределение ископаемых растений в меловых континентальных отложениях бассейнов рек Пенжины и Анадыря

Ископаемые растения	Свиты, толщи									
	Крестовореченская	Акаткевеевская	Ненецкая	Тыхойская	Окланская	Макковеевская (нижняя и средние части)	Аналог кеньевкейской	Кеньевкейская	Энмываамская	Эргываамская
<i>Equisetites</i> sp.	+				+					
<i>Thalites</i> sp.	+					+	+	+	+	
<i>Hausmannia</i> sp.	+									
<i>Osmunda</i> sp.			+			+	+			
<i>Coniopteris</i> ex gr. <i>burejensis</i> (Zal.) Sew.	+									
<i>Coniopteris</i> cf. <i>bicrenata</i> Samyl.		+								
<i>Coniopteris</i> cf. <i>setacea</i> (Pryn) Samyl.			+							
<i>Coniopteris</i> sp.		+		+						
<i>Lobifolia</i> sp.		+	+							
<i>Birisia</i> ex gr. <i>onychoides</i> (Vass. K. - M.) Samyl.			+	+						
<i>Onychiopsis</i> cf. <i>psilotoides</i> (Stok. Webb) Ward		+								
<i>Onychiopsis</i> sp.			+							
<i>Arctopteris</i> aff. <i>kolymensis</i> Samyl.		+	+							
<i>Arctopteris</i> aff. <i>rarinervis</i> Samyl.		+		+						
<i>Arctopteris</i> sp.		+	+	+		+				
<i>Asplenium</i> cf. <i>dicksonianum</i> Heer										
<i>Asplenium</i> <i>popovii</i> Samyl.										
<i>Acrostichopteris</i> aff. <i>pluripartita</i> (Font.) Berry				+						
<i>Acrostichopteris</i> sp.				+						
<i>Equisetites</i> sp.						+				
<i>Cladophlebis</i> ex gr. <i>haiburnensis</i> (Brongn.) Brongn.	+									
<i>Cladophlebis</i> aff. <i>laxipinnata</i> Pryn.	+									
<i>Cladophlebis</i> ex gr. <i>Lenaensis</i> Vachr.	+									
<i>Cladophlebis</i> aff. <i>multinervis</i> Golova	+									

Ископаемые растения	Свиты, толщи									
	Крестовореченская	Акаткевская	Неинейская	Тыхойская	Окланская	Макковская (нижняя и средние части)	Аналог кеневской	Кеневская	Энмываамская	Эргываамская
<i>Cladophlebis</i> ex. gr. <i>nebbensis</i> (Brougn.) Nath.	+									
<i>Cladophlebis williamsonii</i> (Brongn.) Brongn.	+									
<i>Cladophlebis acuta</i> Font.						+				
<i>Cladophlebis frigida</i> (Heer) Sew.						+	+			
<i>Cladophlebis</i> (<i>Birisia</i>) cf. <i>jorgensenii</i> Heer (Krysht.)									+	
<i>Cladophlebis</i> cf. <i>borealis</i> (Brongn.) Krysht.									+	
<i>Cladophlebis</i> (<i>Gheichenia</i> ?) sp.									+	
<i>Sequoia subulata</i> Heer					+			+		+
<i>Sequoia concinna</i> Heer					+					
<i>Sequoia</i> cf. <i>fastigiata</i> (Sternb.) Heer					+					
<i>Sequoia minuta</i> Sweshn.						+	+			
<i>Sequoia reichenbachii</i> (Gein.) Heer						+				
<i>Sequoia rigida</i> Heer						+				
<i>Sequoia</i> sp.			+	+		+	+	+		+
<i>Metasequoia cuneata</i> (Knowlt.) Chaney							+			
<i>Metasequoia</i> sp.								+		
<i>Araucarites</i> aff. <i>microphylla</i> Sweshn.					+					
<i>Araucarites</i> aff. <i>anadyrensis</i> Krysht.						+	+			
<i>Cedrus</i> (?) sp.										+
<i>Libocedrus</i> aff. <i>catenulata</i> (Bell.) Krysht.										
<i>Libocedrus</i> (?) sp.										
<i>Elatocladus manchurica</i> (Yok.) Yabe				+						
<i>Elatocladus smittiana</i> (Heer) Sew.				+	+		+			
<i>Elatocladus</i> aff. <i>zheltovkii</i> Phil.							+			

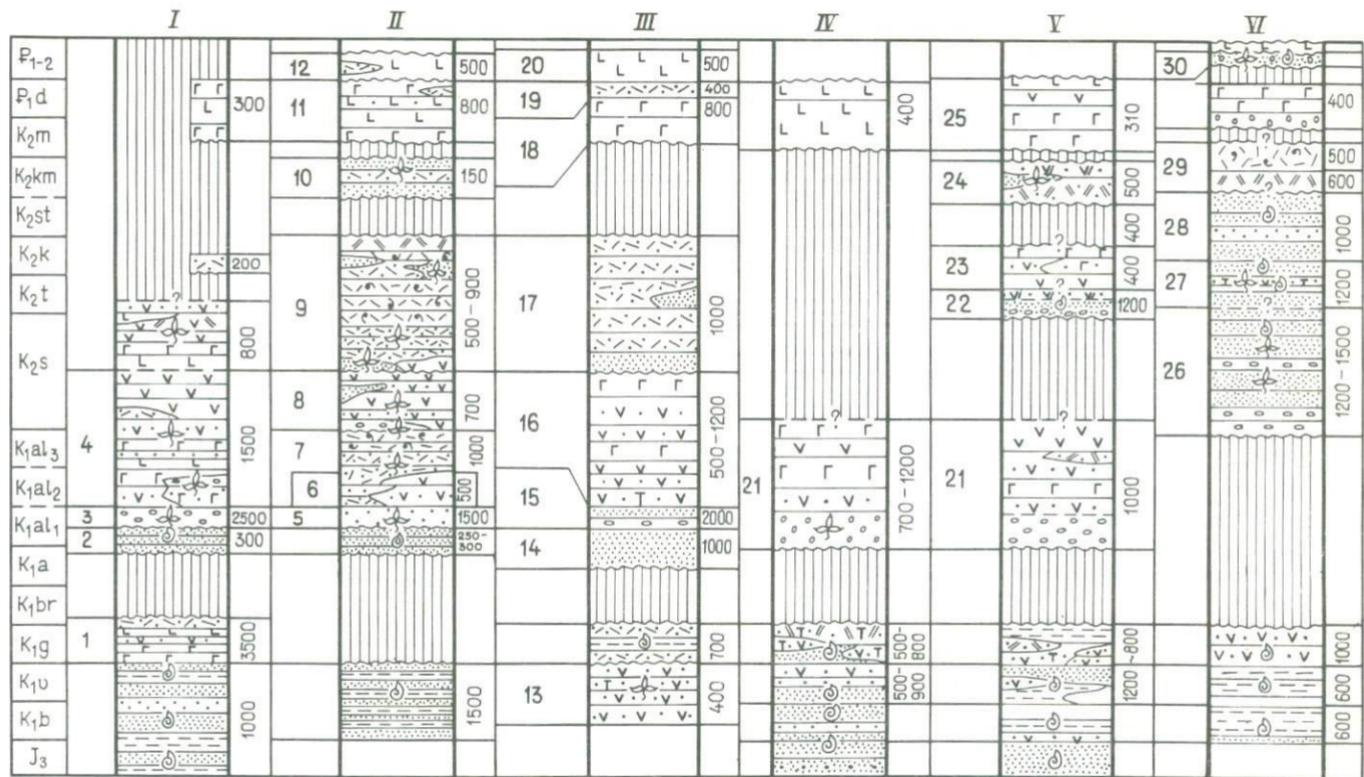
Ископаемые растения	Свиты, толщи									
	Крестовореченская	Акаткевеевская	Ненеитская	Тылхойская	Окланская	Макковеевская (нижняя и средние части)	Аналог кеньевской	Кеньевская	Энмываамская	Эргываамская
<i>Elatocladus</i> sp.			+	+	+					
<i>Cephalotaxopsis intermedia</i> Holl.			+		+	+	+			
<i>Cephalotaxopsis heterophylla</i> Holl.					+		+			
<i>Cephalotaxopsis magnifolia</i> Font.							+			
<i>Cephalotaxopsis</i> sp.		+	+	+	+					+
<i>Podozamites angustifolius</i> (Eichw.) Heer		+		+						
<i>Podozamites</i> cf. <i>lanceolatus</i> (L. et H.) Braun			+		+					
<i>Podozamites</i> sh.		+								
<i>Thuja cretacea</i> (Heer) Newb.										
<i>Thuia</i> sp.				+	+			+		
<i>Glyptostrobus</i> sp.										+
<i>Glyptostrobus</i> aff. <i>vachrameevii</i> Sveshn.							+	+		
<i>Quercys tchucotica</i> Abram.								+		+
<i>Trochodendroides arctica</i> (Heer) Berry						+	+	+		+
<i>Trochodendroides</i> sp.					+	+	+			+
<i>Rulac</i> aff. <i>quercifolium</i> Holl.								+		
<i>Paliurus</i> aff. <i>cretaceous</i> Lesq.							+			
<i>Viburnum</i> sp.								+		
<i>Quereuxia angulata</i> (Newb.) Krysht.						+	+		+	
<i>Acer</i> (?) aff. <i>arcticum</i> Heer							+			
<i>Aralia</i> (?) sp.								+		
<i>Dicotyledones</i> spp.		+		+	+					+
<i>Protophyllum</i> sp.						+				
<i>Platanaceae</i> sp.						+	+			+
<i>Angiospermae</i> sp.						+	+	+		
<i>Macclintockia</i> sp.							+			
<i>Sorbites</i> (?) sp.								+		
<i>Cinnamomoides</i> sp.								+		
<i>Zizyphoides</i> sp.								+		
<i>Zizyphus</i> sp.										+
<i>Menispermites</i> sp.										+

Ископаемые растения	Свиты, толщи									
	Крестовореченская	Акаткевская	Ненецкая	Тылхойская	Окланская	Макковская (нижняя и средние части)	Аналог кеневской	Кеневская	Энмываамская	Эргываамская
Monocotyledones sp.										+
Paliurus sp.										+
Pseudoprotophyllum sp.							+			
Cissites sp.							+	+	+	
Gladophlebis cf. arctica (Heer) Sew.							+			
Eladophlebis sp.	+		+	+	+	+	+	+		
Sphenopteris sp.		+	+	+	+	+	+	+	+	+
Anemia (?) sp.							+	+		
Tchaunia sp.						+				
Schizaea sp.							+			
Aphlebia sp.							+			
Murgaliopteris gen. et sp. nov.								+		
Sagenopteris sp.			+							
Ctenis anyenis Phill.	+									
Ctenis aff. borealis (Daws.) Bell.										
Ctenis sp.	+									
Heilungia sp.	+									
Nilssonina aff. comptula Heer				+						
Nilssonina aff. borealis Samyl.			+							
Nilssonina cf. grossinervis Pryn.		+		+						
Nilssonina magnifolia Samyl.		+								
Nilssinia aff. serotina Heer			+							
Nilssonina sp.		+	+			+				+
Nilssoniopteris prynades Samyl.			+	+						
Neozamites sp.				+						
Pterophyllum sp.		+								
Taeniopteris sp.	+	+		+						
Ginkgo ex gr. adiantoides (Ung.) Heer	+	+	+	+	+	+	+	+		+
Ginkgo ex gr. sibirica Heer		+	+	+			+			
Ginkgo sp.		+			+			+		
Desmiophyllum sp.								+		
Sphenobaiera cf. angustiloba (Heer) Fl.								+		
Sphenobaiera orientalis Vachr. et E. Lebed.		+		+						

Ископаемые растения	Свиты, толщи									
	Крестовореченская	Акаткевеевская	Ненецкая	Тылхойская	Окланская	Макковеевская (нижняя и средние части)	Аналог кеневейской	Кеневейская	Энмываамская	Эргываамская
<i>Sphenobaiera uninervis</i> Samyl. <i>Sphenobaiera</i> sp. <i>Arctobaiera</i> sp.		+	+	+		+	+			
<i>Phoenicopsis</i> sp. <i>Phoenicopsis</i> ex gr. <i>angustifolia</i> Heer <i>Phoenicopsis</i> cf. <i>magnum</i> Samyl.	+									
<i>Phoenicopsis</i> sp.	+									
<i>Phoenicopsis</i> ex gr. <i>angustifolia</i> Heer		+	+	+	+	+	+			
<i>Phoenicopsis</i> cf. <i>magnum</i> Samyl.		+		+						
<i>Pseudotorellia</i> ex gr. <i>pulchella</i> (Heer) Vassil. <i>Pagiophyllum triangulare</i> Pryn. <i>Pseudolarix arctica</i> Krysht. <i>Pseudolarix</i> sp. <i>Pityophyllum</i> ex gr. <i>nordenskiöldii</i> (Heer) Nath. <i>Pityophyllum</i> sp. <i>Pityospermum</i> sp. <i>Pityolepis</i> sp. <i>Pityostrobus</i> sp. <i>Pityocladus</i> sp. <i>Pinus</i> sp. <i>Taxodium angustifolium</i> Heer <i>Florinia</i> (?) sp.		+		+						
<i>Pseudotorellia</i> ex gr. <i>pulchella</i> (Heer) Vassil.		+								
<i>Pagiophyllum triangulare</i> Pryn.			+	+						
<i>Pseudolarix arctica</i> Krysht.										
<i>Pseudolarix</i> sp.										
<i>Pityophyllum</i> ex gr. <i>nordenskiöldii</i> (Heer) Nath.	+	+		+	+	+	+			
<i>Pityophyllum</i> sp.						+	+			
<i>Pityospermum</i> sp.						+	+	+		
<i>Pityolepis</i> sp.						+	+	+		
<i>Pityostrobus</i> sp.						+	+	+		
<i>Pityocladus</i> sp.	+					+	+	+		
<i>Pinus</i> sp.						+	+	+		
<i>Taxodium angustifolium</i> Heer						+	+	+		
<i>Florinia</i> (?) sp.	+									

сеноман-туронским комплексом флоры. Таким образом, есть все основания предполагать присутствие во фронтальной части Пенжинского сектора не только альб-сеноманских, но и среднего — основного состава туронских вулканитов.

Все более молодые вулканогенные образования рассматриваемой территории палеоботанически не охарактеризованы. Вблизи осевой части Охотско-Чукотского пояса на ильваваамской толще несогласно залегает локально распространенная маломощная толща вулканитов кислого состава, являющаяся, вероятно, стратиграфическим аналогом ниже описанной макковеевской свиты.



1
 2
 3
 4
 5
 6
 7
 8

9
 10
 11
 12
 13
 14
 15
 16
 17
 18
 19
 20
 21
 22
 23

В тыловой части пояса, охватывающей в Пенжинском секторе верховья Пенжины с притоками Шайбовеем, Аянка и Мургаль, в его фундаменте вскрывается разнообразный комплекс палеозойских и мезозойских отложений, в верхней части которого локально развита акаткевеевская свита – аналог ненеитской (см. табл. 4). Это развивавшаяся в локальных впадинах моласса с весьма непостоянной (от 0 до 1500 м) мощностью и резким возрастанием грубообломочных разностей в верхней части разреза.

На отдельных участках бассейнов рек Тылхоя и Пенжины Охотско-Чукотский пояс начинается хайокланской толщей [26] мощностью 500 м, залегающей на акаткевеевской свите и представленной андезито-базальтами, андезитами и их туфами; палеоботанически она не охарактеризована и условно отнесена к альбскому ярусу. На акаткевеевской, а местами хайокланской толщах располагается тылхойская свита позднеальбского возраста, хотя нельзя исключить, что на отдельных участках ее формирование продолжалось в раннем сеномане. Эта свита (мощностью до 1000 м) имеет линзовидный характер залегания; местами она замещается вулканитами среднего состава. Указанная свита сложена кислыми туфами и игнимбритами, реже отмечаются вулканиты среднего состава и терригенные породы. В нижней части свиты в долинах Тылхоя и Шайбовеема, а также в верховьях Пенжины собран тылхойский комплекс растений (см. табл. 4), в котором наряду с видами, характерными

Рис. 12. Стратиграфические разрезы Пенжинского и Анадырского секторов Охотско-Чукотского пояса и сопредельных территорий.

I – конгломераты; *2* – песчаники; *3* – алевролиты, аргиллиты; *4* – углистые аргиллиты, угли; *5* – базальты; *6* – туфы базальтового состава; *7* – андезито-базальты; *8* – туфы андезито-базальтового состава; *9* – андезиты; *10* – туфы андезитового состава; *11* – андезито-дациты; *12* – туфы андезито-дацитового состава (здесь и далее буква *T* поставлена на туфритах); *13* – дациты; *14* – туфы дацитового состава; *15* – риолиты; *16* – туфы риолитового состава; *17* – игнимбриты дацитового состава; *18* – игнимбриты риолитового состава; *19* – игнимбриты и туфы спекшиеся кислого состава; *20* – границы стратиграфические (согласные и несогласные); *21* – местоположение флоры; *22* – местоположение фауны; *23* – местоположение спорово-пыльцевых комплексов.

Примечание: слева от колонки даны названия толщ, свит, серий; справа – мощность в м.

Цифры над колонками обозначают: *I–II* – Пенжинский сектор (*I* – фронтальная зона, *II* – тыловая зона); *III–V* – Анадырский сектор (*III* – тыловая зона, *IV–V* – фронтальная зона); *VI* – фронтальная часть Анадырского сектора на сочленении с Пенжинским прогибом (ссылки на авторов в тексте). Цифры в колонках обозначают свиты и толщи: *1* – усовская, *2* – коячанская, *3* – ненеитская, *4* – ильваваамская, *5* – акаткевеевская, *6* – хайокланская, *7* – тылхойская, *8* – окланская, *9* – макковеевская, *10* – кеньевкейская, *11* – атвувеевская, *12* – евдыревеевская, *13* – крестовореченская, *14* – айнахургенская (нижняя подсвита), *15* – чимчемельская, айнахургенская (верхняя подсвита), *16* – пеледонская, яблонская серия, *17* – макковеевская, аунейская, еропольская (нижняя подсвита), халанкинская, *18* – атвувеевская, еропольская (верхняя подсвита), тувыйская, *19* – горловская, балаганная, *20* – евдыревеевская, чуванская, *21* – березовская, *22* – волчинская, *23* – убиенкинская, *24* – кавральянская, *25* – топовевская, *26* – кривореченская, *27* – дуговская, *28* – пастбищная, крестовская, *29* – вапанайская, *30* – марковская

для буор-кемюсской свиты, появляются многочисленные *Elatocladus smittiana*, встречающиеся в отложениях альба и нижней части позднего мела Сибири и Дальнего Востока. Отмечены фрагменты *Sequoia fastigiata*, более свойственного позднему мелу. Рассматриваемый палеоботанический комплекс относится, скорее всего, к альбскому ярусу.

На размытой поверхности отложений тылхойской свиты несогласно залегают окланская свита (700 м) сеноманского возраста, широко распространенная в долинах Тылхоя, Авлонди и Пенжины. Она представлена андезитами, андезито-базальтами, базальтами, туфами среднего и основного состава, реже вулканитами кислого состава и терригенными породами. Окланский палеоботанический комплекс, собранный в этой свите (см. табл. 4), весьма близок к сеноманскому аркагалинскому [24]. В нашей коллекции преобладают разнообразные хвойные позднемелового облика (различные *Cephalotaxopsis*, *Sequoia*, а также *Araucarites* и *Thuja*; присутствуют также покрытосеменные, в частности *Quereuxia angulata*, впервые появляющиеся, по данным В.А. Вахрамеева, только с начала позднего мела. Кроме того, здесь многочислен *Phoenicopsis*, широко распространенный в нижнемеловых отложениях, но встречающийся и в верхнемеловых образованиях.

На окланской свите в верховьях р. Пенжины несогласно, с конгломератами в основании располагается макковеемская свита (1000 м) поздне-сеноманско-раннесенонского возраста [26]. Она широко развита в тыловой части Охотско-Чукотского пояса, непрерывной полосой протягиваясь от верховьев Пенжины в бассейн Еропола и далее на северо-восток, в долину Анадьря. Свита сложена туфами, реже игнимбритами субщелочного риолитового, трахириолито-дацитового, трахидацитового, изредка трахиандезитового состава; реже присутствуют эффузивные аналоги этих пород. Встречаются вулканиты нормальной щелочности. В верховьях Еропола в макковеемской свите собран еропольский комплекс флоры (см. табл. 4), который обладает сходством с аркагалинским комплексом, однако характеризуется рядом особенностей. В нем присутствуют обильные *Metasequoia cuneata*, *Trochodendroides ex qr arctica*, а также *Glyptostrobus aff. vachrameevii* и др. Среди покрытосеменных отмечены *Sorbites* (?), сходные с листьями, описанными Г.Г. Филипповой в гребенкинской флоре, и *Paliugus*; довольно обычны фрагменты крупных листьев платановых, что в целом не отмечалось для аркагалинской флоры. Среди гинкгофитов встречены *Sphenobaiera* с широкими листьями, тождественные распространенным в аянской и гребенкинской флорах. Эти данные позволяют предполагать, что развитие еропольской флоры происходило не только в сеномане, но продолжалось и в туроне.

В песчаниках верхней части макковеемской свиты в верховьях Прав. Мургаля обнаружен спорово-пыльцевой спектр, который, по мнению Г.М. Братцевой и ее соавторов, имеет значительное сходство с нижне-сеноманскими комплексами, выделенными из верхов завитинской свиты Зее-Буреинского бассейна. Таким образом, наиболее вероятным возрастным диапазоном макковеемской свиты является сеноман — ранний сенон.

Макковеевская свита перекрывается кеньевкэйской толщей [26], которая выделена в верховьях р. Мургала. Это вулканомиктовые и плагиоклазовые, иногда известковистые песчаники и алевролиты с линзами туфов кислого состава общей мощностью около 150 м, содержащие мургальский сенонский комплекс растений (см. табл. 4). Для последнего характерно обилие *Quercus tchucotica* (мелкие листья его ранее относились к *Rulac quercifolium*); массовое его распространение отмечается Л.Н. Абрамовой и М.А. Пергаментом в кампанском ярусе (в верхнебыстринской подсвите Пенжинской губы и в барыковской свите бухты Угольной).

Вероятным возрастным аналогом кеньевкэйской свиты являются туффиты и туфы кислого состава, вскрывающиеся в верховьях р. Бол. Аянка непосредственно под базальтоидами атвувеевской свиты и содержащие аякинский флористический комплекс (впервые обнаруженный В.А. Фараджевым). В нашей коллекции в этом комплексе (см. табл. 4) характерно обилие хвойных *Zibocedrus* и покрытосеменных *Acer arcticum*, первые из них обычны в сенонских отложениях, вторые описаны в цагайне Приамурья. Нельзя исключить вероятность позднесенонского возраста этих отложений [37].

Анадырский сектор. Во фронтальной части Анадырского сектора, в бассейнах левых притоков Анадыря (см. рис. 12, колонка IV), на некомоновых отложениях несогласно залегает выделенная Э.Б. Невретдиновым березовская толща, имеющая двучленное строение. Нижняя терригенная ее часть мощностью 200 м, содержащая буор-кемюсский комплекс растений, коррелируется нами с ненеитской свитой. Вышележащие палеоботанически не охарактеризованные вулканиты среднего — основного состава (с преобладанием базальтоидов) параллелизируются с ильваваамской толщей и входят в состав Охотско-Чукотского пояса.

В бассейне р. Убиенки, по данным А.Д. Девятиловой, Э.Б. Невретдинова и Г.Г. Филипповой, березовская толща с угловым несогласием перекрывается мощной (1200 м) волчинской толщей (см. рис. 12, колонка V), имеющей трехчленное строение. Нижняя ее часть сложена туфогенными конгломератами, туффитами и туфами андезитового и андезитодацитового состава, реже терригенными породами. Средняя часть волчинской толщи образована ритмично переслаивающимися туффитами и туфами среднего состава, туфогенными песчаниками и алевролитами. В верхней части разреза появляются туфы андезито-дацитового и дацитового состава, чередующиеся с пачками ритмичного переслаивания зеленовато-серых туфов и туффитов. Туронский возраст волчинской толщи определен на основании палеонтологических данных. Названными геологами в ней собрана большая коллекция растений. Содержащиеся в ней *Metasequoia* sp., *Clytostrobos* sp., *Pseudolarix* sp., *Protophyllum* cf. *ignatianum*, по мнению Г.Г. Филипповой, характерны для турон-сенонских отложений Тихоокеанской провинции.

Выше согласно располагается убиенкинская толща (400–500 м), сложенная андезитами, андезито-базальтами и их туфами. В том месте, где убиенкинская толща перекрывает волчинскую, флора в первой

из них не обнаружена. Однако из других мест указываются находки *Cephalotaxopsis heterophylla* Holl., *Metasequoia* sp., характеризующие, скорее всего, поздне меловой возраст вмещающих пород. В выше расположенной кавралянской толще мощностью до 500 м, представленной, по данным Э.Б. Невретдинова, туфами среднего и кислого состава, игнимбритами риолитового состава, реже андезитами и андезито-базальтами, а также пачками туфоженных песчаников, собрана сенонская флора, определенная Г.Г. Филипповой.

Таким образом, во фронтальной зоне Анадырского сектора в верхней части разреза Охотско-Чукотского пояса развиты вулканиты кислого состава. Отсюда они как бы "выплескиваются" в прилегающие части Пенжинского прогиба, слагая Гореловы горы и обширный участок междуречья Чинейвеема — Белой; при этом образования кислого состава перекрывают верхнемеловые терригенные отложения (см. рис. 12, колонка VI). Последние, по данным А.Д. Девятиловой, Э.Б. Невретдинова и Г.Г. Филипповой, начинаются здесь кривореченской свитой наземного и прибрежно-морского генезиса, содержащей выделенный В.А. Самылиной гребенкинский комплекс ископаемых растений. Верхняя часть кривореченской свиты содержит иноцерамы сеноманского яруса, однако не исключено, что самые верхи ее относятся к нижнему турону, поскольку перекрывающая дуговская свита охарактеризована фауной позднего турона. Эти палеонтологические данные позволяют нам вслед за Е.Л. Лебедевым считать возраст гребенкинского комплекса растений сеноманским — раннетуронским.

Дуговская свита, которая в бассейнах Убиенки и Чинейвеема без признаков несогласия перекрывается кривореченской, расчленена А.Д. Девятиловой и Г.Г. Филипповой на две подсвиты: нижнюю (туфоженные песчаники, алевролиты, гравелиты, реже конгломераты, туффиты и туфы среднего — основного состава) и верхнюю (туфоженные песчаники, туффиты, туфы кислого и среднего состава). Не исключено, что верхи дуговской свиты относятся к нижнему сенону.

На правобережье р. Чинейвеем А.И. Дворянкиным в этой свите собраны *Cephalotaxopsis heterophylla* Holl., *C. intermedia* Holl., *Sequoia rigida* Heer, *Sequoia concinna*, Heer, *Sequoia* cf. *obovata* Knowlt., *Metasequoia cuneata* (Knowlt). Chaney, *Trochodendroides* ex gr. *arctica* (Heer) Berry, *Platanus* cf. *septentrionalis* Holl., *P.* sp., *Credneria* ex gr. *inordinata* Holl, *Protophyllum* sp., *Magnolia* sp., *Monispermmites* sp. В этой коллекции преобладают платановые, а среди хвойных — *Sequoia rigida*. По сочетанию *Trochodendroides* и *Metasequoia* Е.Л. Лебедев параллелизует эти растения с флорой, содержащейся в валижгенской свите (верхний турон — коньяк). Перекрывающие отложения (также существенно терригенные с прослоями туфов различного состава) на одних участках относятся к пастбищной толще, на других — к крестовской, которые, по мнению Г.П. Тереховой, могут являться стратиграфическими аналогами. В.Г. Труновым и В.Г. Коротычем в этих отложениях обнаружены раннесенонские *Jinoceramus hobetsensis*, *I* cf. *naumanni*, *Neopuzosia* (определения Г.П. Тереховой).

Выше, по данным В.И. Чубарова и Б.Н. Вяткина, располагается вапанайская свита, несогласно перекрывающая дуговую и крестовскую толщи и разделенная на две подсвиты. Нижняя подсвита представлена крупнопорфировыми дацитами и андезито-дацитами, верхняя состоит из кремнекислых игнимбритов. Нами эта подсвита прослежена на большом протяжении левобережья Анадыря (Гореловы горы, бассейны Убиенки, Дуговой, Крестовой, среднее и нижнее течение Чинейвеема, между-речье Чинейвеема — Белой), где всюду она имеет удивительно монотонный облик. Несомненно сенонский (возможно, позднесенонский) возраст вапанайской свиты; по стратиграфическому положению она соответствует эргываамской свите (вероятно, верхней ее части) Центрально-Чукотского сектора.

В тыловой части Анадырского сектора (см. рис. 12, колонка III) вулканыты Охотско-Чукотского пояса подстилаются мощной (более 3000 м) альбской континентальной молассой, включающей чимчемельскую и верхнюю часть айнахкургенской свит. Эти свиты, выделенные Н.С. Афицким и Б.Ф. Палымским, являются аналогами ненеитской и акаткевеевской свит, нижняя часть айнахкургенской свиты представляет аналог коячанской свиты. В нижней части разреза Охотско-Чукотского пояса в тыловой зоне Анадырского сектора широко распространены вулканыты среднего — основного состава. В отдельных местах они расчленены на ряд подразделений [2], а на других участках, например в верховьях р. Бол. Пеледон, представлены единой мощной (более 1000 м) пеледонской толщей, состоящей преимущественно из андезито-базальтов, базальтов и их туфов. Возраст этой толщи среднего — основного состава охватывает альб — сеноман, что доказано коллекциями растений, собранных Б.Ф. Палымским, Я.М. Радзивиллом, О.П. Тимофеевым и другими исследователями [26].

При сопоставлении разрезов Охотско-Чукотского пояса в бассейнах Пенжины и Анадыря хорошим репером оказалась макковеевская свита, которая из верховьев Еропола непрерывной полосой протягивается в левобережье Анадыря (в бассейны притоков Терпухой, Колонок, Халанкин), где она также представлена вулканытами кислого (нередко субщелочного) состава. Выяснилось, что макковеевская свита по стратиграфическому положению соответствует нижней части еропольской толщи [26]; верхняя часть последней отвечает позднемеловой атвувеевской свите, которая ни в структурном, ни в генетическом отношении с Охотско-Чукотским поясом не связана. О необходимости расчленения еропольской толщи свидетельствуют данные Б.Ф. Палымского и В.П. Куклева, которые в бассейне р. Еропол на этом уровне выделили разделенные несогласием аунейскую и тувыйскую толщи соответственно кислого и среднего — основного состава. В нижней части макковеевской свиты в левобережье р. Еропол собран оконайтский комплекс флоры (см. табл. 4), содержащий 31 вид растений и являющийся аналогом сеноманского аркагалинского комплекса. Характерно сочетание *Querexia*, *Trochodendroides arctica* и *Phoenicopsis angustifolia*, а также обилие хвойных, в том числе *Sequoia minuta*, *Araucarites aff. anadyrensis*. Следует отметить присутствие в одном местонахождении *Querexia* и *Tschaunia*.

При картировании макковеемской свиты в бассейнах Терпухоя, Колонка и Халанкина было установлено [26], что к ней относятся поля кислых вулканитов, ранее [2] выделявшиеся здесь в халанкинскую и терпухойскую свиты; в них обнаружены многочисленные *Metasequoia cuneata*, которые, по мнению В.А. Самылиной (устное сообщение), не характерны для аркагалинского комплекса и представляют, вероятно, более высокий стратиграфический уровень.

Центрально-Чукотский сектор характеризуется широким развитием вулканитов кислого состава. Собранная нами в нижней части разреза Охотско-Чукотского пояса флора подтвердила раннемеловой возраст алькаквуньской и каленьмуваамской свит, выделенных здесь ранее [2]. На отдельных участках бассейна р. Юрумкувеем на этом уровне удается картировать лишь объединенную нижнемеловую юрумкувеемскую толщу (рис. 13, колонка I), в которой преобладают туффиты и туфы кислого состава. Вышележащая пыкарваамская свита (преимущественно игнимбриды) отнесена нами к сеноману на основании находок в ней [2] *Quegetia angulata*. Выше в верховьях р. Юрумкувеем располагается сложно построенная эмунэрэльская свита, стратотип которой выделен В.И. Чубаровым и Б.В. Вяткиным. Она представлена туфами кислого состава, песчаниками с подчиненным количеством потоков игнимбридов умеренно кислого состава. В междуречье Мильгувеема — Юрумкувеема эта свита резко возрастает в мощности и имеет трехчленное строение; в нижней подсвите эмунэрэльской свиты нами обнаружены: *Cladophlebis arctica* (Heer) Sew., *Cinkgo ex gr. adiantoides* (Ung.) Heer, *Sphenobaiera* sp., *Phocnicopsis* sp., *Cephalotaxopsis intermedia* Holl., *C. heterophylla* Holl., *Pityostrobus* sp., *cliptostrobus* sp., *Quereuxia angulata* (Newb)

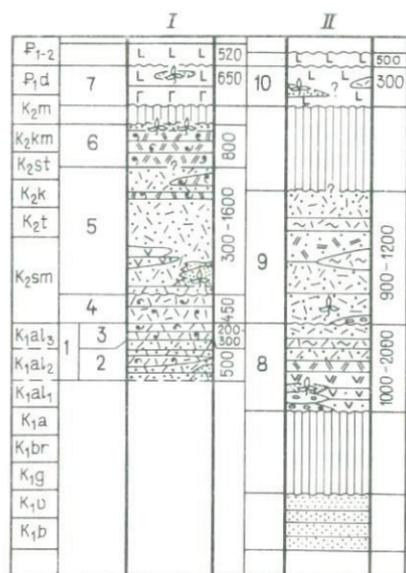


Рис. 13. Стратиграфические разрезы северо-восточной части Охотско-Чукотского пояса.

Условные обозначения даны на рис. 12. Цифры над колонками: I — Центрально-Чукотский сектор, II — Восточно-Чукотский сектор (ссылки на авторов в тексте). Цифры в колонках обозначают свиты и толщи: 1 — юрумкувеемская, 2 — алькаквуньская, 3 — каленьмуваамская, 4 — пыкарваамская, 5 — эмунэрэльская, 6 — эргываамская, 7 — зимываамская, 8 — этелькуюмская, 9 — леурваамская, 10 — нунлингранская

Krysht., которые характерны для аркагалинского комплекса; однако, учитывая стратиграфическое положение эмунэрэльской свиты, нельзя исключить возможности отнесения верхней ее части к турону и нижнему сенону.

В верховьях р. Юрумкувеем рассматриваемая свита непосредственно налегает на пыкарваамскую. Толща существенно среднего — основного состава здесь отсутствует. Вулканиды среднего — основного состава в Центрально-Чукотском районе образуют линзы, располагающиеся как на альбском, так и на сеноманском уровнях.

Венчающая здесь образования пояса эргываамская свита (игнимбриды и гиалоигнимбриды преимущественно дацитового состава) в верхней части разреза в низовьях р. Эмунэрэт содержит флороносные песчаники и кислые туфы. В этом местонахождении, впервые установленном В.А. Грецким, нами собрано 27 видов растений (устьеэмуэрэльский комплекс, см. табл. 4) с преобладанием листьев покрытосеменных. Среди них наиболее многочисленны *Trochodendroides arctica*, а также *Quercus tchucotica*; присутствует и *Phoenicopsis*.

Quercus tchucotica в массовом количестве появляется в палеонтологически датированных нижнекампанских отложениях — барыковской свите бухты Угольной и верхнебыстринской подсвите северо-западной Камчатки (данные Л.Н. Абрамовой и М.А. Пергамент), что позволяет отнести эргываамскую свиту к сенону. Восточнее, в левобережье р. Энмываам, в туфо-терригенной пачке, залегающей на игнимбридах эргываамской свиты и перекрываемой базальтоидами подземеловой энмываамской свиты, нами дополнительно к более ранним сборам [2] обнаружены *Sphenobaiera* sp., *Libocedrus catenulata* (Bell.) Krysht., *Cissites* sp. (см. табл. 4, энмываамский подкомплекс). Многочисленный в этом местонахождении *Libocedrus* наиболее обычен, по данным И.Н. Свешниковой, для сенонских отложений.

Канчаланский сектор. Наши исследования подтвердили точку зрения В.А. Захарова (устное сообщение) о широком развитии в Канчаланском секторе вулканидов кислого состава, которые в целом близки образованиям Центрально-Чукотского сектора. Выделившиеся здесь ранее в ряде мест вулканогенные толщи среднего — основного состава, будто бы начинавшие разрез Охотско-Чукотского пояса, при проверочных полевых работах оказались вулканидами кислого состава, содержащими многочисленные палеогеновые субвулканические массивы (как линзовидной субпластовой, так и штокообразной формы).

Разрез Охотско-Чукотского пояса в Канчаланском секторе имеет четырехчленное строение и общую мощность до 2500 м. Нижняя часть разреза (до 500 м) представлена туфогенными песчаниками, алевролитами, туффитами и туфами преимущественно риолитового состава. В правобережье р. Койвельвэргываам в этих песчаниках А.И. Дворянкиным собраны: *Equisetites* sp., *Coniopteris* aff. *vsevolodii* E. Lebed., *Cladophlebis borealis* (Brongn.) Krysht., *Sphenopteris* sp., *Phoenicopsis* sp., *Metasequoia cuneata* (Knowlt.) Chaney, *Libocedrus catenulata* (Bell.) Krysht., *Cephalotaxopsis* sp., *Menispermities* cf. *kujiehsis* Tanai, *Liryphus* (?), *Di-*

cotyledones sp. По мнению Е.Л. Лебедева, этот комплекс относится к сенону, характеризуя, вероятнее всего, коньяк-кампанский интервал. Выше располагается толща монотонных риолитовых игнимбригов (500—700 м), несогласно перекрываемая толщей туфогенных песчаников, гравелитов, конгломератов, туффитов и туфов умеренно кислого состава (300—700 м). Венчается разрез Канчаланского сектора мощной (до 700—800 м) толщей дацитов и игнимбригов дацитового состава; в резко подчиненном количестве здесь присутствуют эффузивы риолитового и риодацитового состава.

Сенонские вулканы кислого состава известны и на западном ограничении Канчаланского сектора, на склонах хр. Пекульней. Так, В.А. Захаровым на западном склоне хр. Пекульней была выделена тыльпэгыргынайская свита (туфы кислого состава, игнимбриги, туффиты), где им обнаружен сенонский, по мнению А.Ф. Ефимовой, тыльпэгыргынайский комплекс растений. Более точно возраст этого флористического комплекса как раннеконьякский определили Г.П. Терехова и Г.Г. Филиппова на восточном склоне хр. Пекульней. Здесь вмещающая тыльпэгыргынайский комплекс флоры поперечнинская свита (туфогенно-терригенные и пирокластические образования дацитового состава) располагается между палеонтологически охарактеризованными отложениями сеномана — верхнего турона (веснованная свита) и верхнего коньяка — нижнего сантона (отрогнинская свита). Названные геологи допускают возможность и более широкого (поздний турон — поздний коньяк) возрастного диапазона отложений, заключающих указанный комплекс флоры. Таким образом, эти отложения соответствуют верхней части эмузэретской свиты. Туфы кислого состава (в сочетании с терригенно-туфогенными образованиями) на западном и восточном склонах хр. Пекульней в целом располагаются на позднегуронском — сантонском уровнях и имеют суммарную мощность до 1500 м.

Следует подчеркнуть, что позднемеловые (преимущественно сенонские) кремнекислые вулканы между речья Чинейвеем — Энмываам — Белая и хр. Пекульней не являются какими-то экзотическими образованиями, а представляют фрагменты практически единого обширного ареала кислого вулканизма, формировавшегося в позднем мелу в северо-восточных секторах Охотско-Чукотского пояса — Анадырском, Центральном-Чукотском и Канчаланском.

Восточно-Чукотский сектор. Разрез Охотско-Чукотского пояса в крайней северо-восточной части начинается с несогласно располагающейся на морских отложениях неокома этелькуюмской свиты (см. рис. 13, колонка II), которая разделена на две подсвиты Ю.В. Крюковым. В нижней вулканогенно-осадочной подсвите собрана флора (определенная А.Ф. Ефимовой и В.А. Самылиной), близкая к буор-кемюсской стратофлоре; верхняя подсвита (преобладание вулканитов кислого состава) также охарактеризована раннемеловой флорой. В несогласно перекрывающей ее леурваамской свите также отмечено двучленное строение при общем кислом составе вулканитов; в нижней подсвите собран комплекс растений, сопоставимый с аркагаинским; возраст верхней подсвиты

не выяснен, однако по сопоставлению с разрезами Центральной Чукотки нельзя исключить присутствия в ней сенонских образований.

Удско-Ульинский сектор. Разрез меловых вулканогенных образований западного, Преддзугджурского участка этого сектора показан на рис. 14 (колонка I). Важно подчеркнуть, что разрез пояса завершают кислые вулканиты тунумской свиты, содержащие флору позднего турона — коньяка (В.А. Гурьянов). Разрез Охотско-Чукотского пояса в бассейне р. Ульи, изученный В.В. Громовым, Е.Л. Лебедевым и другими исследователями, начинается еманринской свитой (см. рис. 14, колонка II), Нижняя ее часть, имеющая кислый состав, содержит раннеальбский флористический комплекс; в верхней части указанной свиты (среднего — основного состава) выделен одноименный флористический комплекс среднеальбского возраста.

Выше располагается амкинская серия сложного литологического состава (с преобладанием кислых вулканитов), возраст которой, по мнению Е.Л. Лебедева, позднеальбский — коньякский. В нижней части этой серии Е.Л. Лебедев выделил аридный комплекс флоры, сопоставимый с позднеальбской арманской флорой Северо-Востока СССР. В бо-

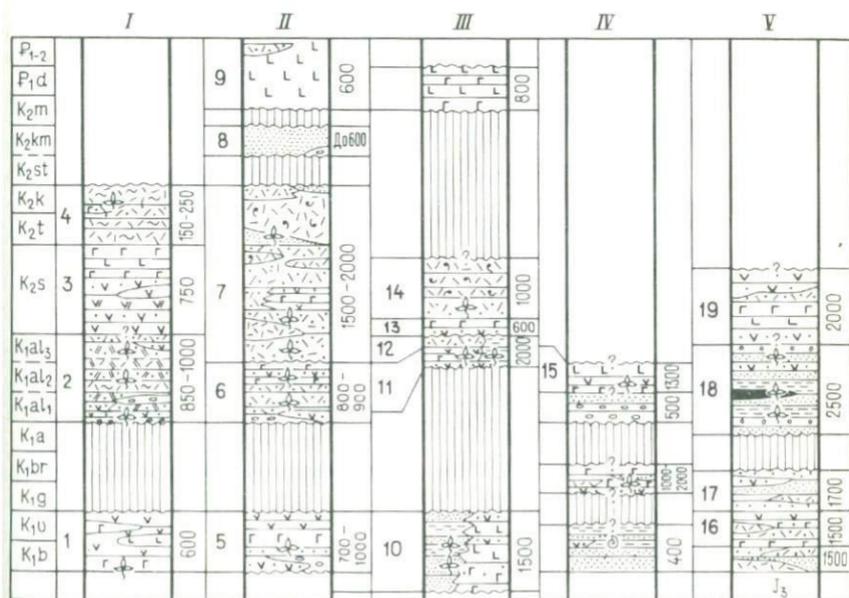


Рис. 14. Стратиграфические разрезы юго-западной части Охотско-Чукотского пояса. Условные обозначения даны на рис. 12. Цифры над колонками обозначают: I — Преддзугджурь, II — Ульинский прогиб, III — бассейны рек Армени, Олы, Хасына, IV — п-ов Пьягина, V — п-ов Тайгонос (ссылки на авторов в тексте). Цифры в колонках обозначают свиты и толщи: 1 — немуйканская, 2 — магейская, 3 — матаринская, 4 — тунумская, 5 — учуликанская, 6 — еманринская, 7 — амкинская серия, 8 — делокачанская, 9 — хакаринская, 10 — хасынская момылтыкическая, 11 — науридийская, арманская, 12 — хольчанская, 13 — ульинская, 14 — ольская, 15 — пятагинская, 16 — теланская, 17 — вануонская, 18 — рибинкинская, 19 — явовьяская

лее высоких частях разреза серии обнаружен амкинский комплекс флоры, сопоставимый с аркагалинским. В верхах амкинской серии (преобладание субщелочных игнимбритов и туфов) Е.Л. Лебедевым выделен дукчадинский комплекс растений, сходный с сеноман-нижнетуронским грабенкиным комплексом. В самых верхах амкинской серии Л.И. Битючкой и другими исследователями установлен нижнесенонский (вероятно, верхнетуронский — коньякский) спорово-пыльцевой спектр, который Е.Л. Лебедев включает в кетандинский флористический комплекс.

Залегающая несогласно на амкинской серии делокачанская свита (вулканомиктовые песчаники и алевролиты с редкими линзами лигнитов и прослоями, мелкогалечных конгломератов) содержит немногочисленные растения, которые Е.Л. Лебедев параллелизует с мургалским комплексом бассейна Пенжины; вследствие этого делокачанская толща отнесена к кампану.

Восточнее, в Куйдусунском ареале, развита куйдусунская серия (В.Б. Агентов, и др.) мощностью до 2 км. Она условно отнесена к верхнему мелу и характеризуется преобладанием субщелочных кислых и умеренно кислых игнимбритов.

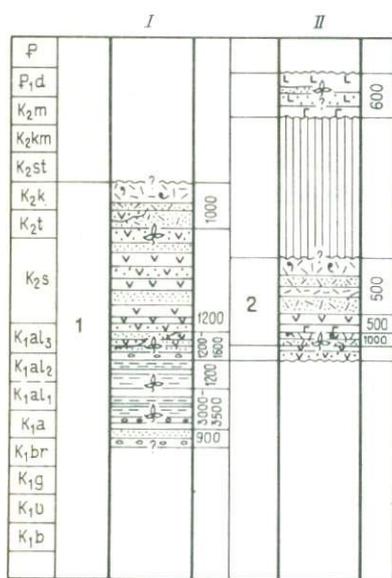


Рис. 15. Стратиграфические разрезы Омсукчанского грабена (I) и Гижигинского сектора (II) Охотско-Чукотского пояса.

Условные обозначения даны на рис. 12; ссылка на авторов в тексте. Цифры в колонках обозначают свиты и толщи: 1 — аскольдинская, 2 — омсукчанская

Стратиграфическое расчленение вулканитов *Охотского и Гижигинского секторов*, по данным Агентов, Н.Б. Заборовской, М.Н. Захарова, Г.Е. Некрасова, В.А. Самылиной и других исследователей, показано на рис. 15. В.А. Самылина ископаемые растения, собранные в таватумской толще в долинах рек Тап и Кананыга, относит к туронскому ярусу.

О возрастном объеме Охотско-Чукотского пояса. Вопрос нижней границы Охотско-Чукотского вулканогенного пояса должен решаться не только с использованием биостратиграфических материалов, но и с учетом данных формационного и петрологического анализов. Существенные петрологические отличия неокотовых вулканитов от альб-сенонских доказывают необходимость формационного разделения этих вулканогенных образований, накапливавшихся в различной тектонической обстановке. Раннемеловой буор-кемюсский комплекс растений характеризует молассу (верхнюю ее часть), отделяющую образования

Удско-Мургальского пояса от Охотско-Чукотского. Не исключено, что нижняя стратиграфическая граница последнего "скользит" во времени и на отдельных участках вулканизм в Охотско-Чукотском поясе начался в раннем альбе.

Подведем итоги по палеоботаническим комплексам, выделенным в Охотско-Чукотском поясе выше буор-кемюсского (см. табл. 4). В-первых, тылхойский комплекс Пенжинского сектора (Н.И. Филатова и др.) параллелизуется с еманринским комплексом Ульяновского прогиба (В.В. Громов, Е.Л. Лебедев) и с топтанским комплексом (В.А. Самылина), соответствующими среднему альбу. Выше располагаются вулканогенные образования, содержащие арманский и ариндский комплексы, отнесенные к позднему альбу (В.А. Самылина, В.В. Громов, Е.Л. Лебедев, А.Л. Ставцев). Довольно распространенные в юго-западной части пояса растения этого комплекса в центральных и северо-восточных районах его редки.

Верхнемеловой (сеноманский) уровень в поясе охарактеризован широко распространенными растениями аркагалинского комплекса (В.А. Самылина). В Пенжинском и Анадырском секторах он подразделяется на три части (снизу вверх): окланский, оконайтский и еропольский; в Ульяновском прогибе Е.Л. Лебедев с аркагалинским параллелизует амкинский комплекс, выделяя в нем более мелкие подразделения. Более высокий дукчандинский в Ульяновском прогибе (Е.Л. Лебедев) и гребенкинский (В.А. Самылина) комплексы отвечают подзнесенноманскому — раннетуронскому уровню; близкий комплекс растений собран нами в макковеемской свите в бассейне Анадыря [26] и Ю.С. Турчиновичем в ветвинской толще (холоховчанский комплекс).

Раннесенонский (вероятно, коньякский) уровень в Охотско-Чукотском поясе доказан по спорово-пыльцевым комплексам в Ульяновском прогибе и в Пенжинском секторе [26]. Растения кампанского яруса (мургальский и устьэмунарэтский комплексы) обнаружены в Пенжинском и Центрально-Чукотском секторах [26, 31]; вероятно, близкое стратиграфическое положение занимает аянкинский палеоботанический комплекс, выделенный в бассейнах Пенжины и Энмываама [31]. К этому же уровню относятся делокачанская толща Ульяновского прогиба и кавараянская толща Анадырского сектора, причем наиболее обстоятельно палеоботанически охарактеризована последняя из них (А.Д. Деятилова и др.). Растения сенонского возраста собраны, кроме того, в вулканах Канчаланского сектора.

Таким образом, в пределах Охотско-Чукотского пояса установлено широкое развитие пород позднесеноманового — туронского и сенонского возраста (рис. 16). Следует подчеркнуть, что палеоботанические комплексы этого возраста обнаружены лишь в тех местах, где велись специальные вулканологические и биостратиграфические работы, что подчеркивает необходимость такого рода исследований для определения возраста вулканогенных поясов.

Перекрывающие сенонские образования пояса маастрихт-датские и палеогеновые базальтоиды, как будет показано далее, генетически с рассматриваемым поясом не связаны.

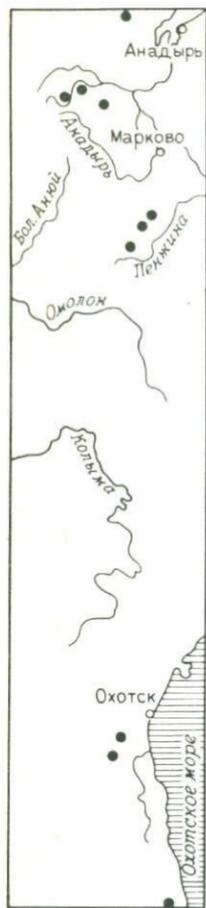


Рис. 16. Местонахождение сенонской ископаемой флоры и спорово-пыльцевых комплексов в Охотско-Чукотском поясе

Характеристика формаций. В строении Охотско-Чукотского пояса принимают участие три вулканические формации (см. рис. 8) — сложно построенная базальт-андезитовая альба — турона и две разновозрастные кремнекислые: дацит-риолитовая альба — сеномана и субщелочная дацитовая позднего мела.

Базальт-андезитовая формация наиболее широко распространена в пределах Охотско-Чукотского пояса, составляя более половины его объема. Нижняя ее граница на разных участках меняется от раннего до среднего альба. Это же относится и к верхней границе — на одних участках накопление базальт-андезитовой формации завершилось в альбе, на других продолжалось в течение сеномана и турона. В указанной формации преобладают андезиты, андезито-базальты и их туфы; первые из них (вместе с туфами) составляют 45–50 % объема формации, вторые 35 %. Андезиты и андезито-базальты во вмещающих породах содержат плагиоклазы (андезин-лабрадор) и моноклинный пироксен; реже среди порфировых выделений встречаются ромбический пироксен и роговая обманка (иногда базальтическая); основная масса этих пород представлена вулканическим стеклом (иногда изотропным, чаще девитрифицированным в хлорит-кварц-полевошпатовый агрегат) и микролитами плагиоклаза и моноклинного пироксена. 10–15 % объема базальт-андезитовой формации составляют базальты, содержащие во вмещающих породах лабрадор, моноклинный пироксен (обычно авгит), а изредка — ромбический пироксен и оливин. В основной массе базальтов (микродолеритовой, толеитовой или интерсертальной), наряду со стеклом основного состава, почти всегда присутствуют стекло кислого состава, а также плагиоклаз, моноклинный пироксен, рудные минералы.

Такой же минеральный состав имеют и пирокластические породы основного состава, причем наряду с мелко- и среднеобломочными разновидностями широко развиты и крупнообломочные, бомбовые туфы. Отмечены две разновидности туфов основного состава. Одна из них — кристаллолитокластическая, или литокристаллокластическая, — состоит из обломков извилистых очертаний порфировых базальтов и андезито-базальтов и осколков кристаллов плагиоклазов и пироксенов; обломки плотно прижаты друг к другу и их контуры макроскопически часто видны очень неотчетливо, а порода в целом имеет массивный, лавоподобный облик.

Другая разновидность — спекшиеся витрокластические туфы, состоящие из удлиненных обрывков пузыристого стекла основного состава с пламевидными окончаниями.

Около 10–15 % объема базальт-андезитовой формации занимают вулканы кислого состава — дациты, риодациты и туфы кислого состава, которые располагаются либо в базальной пачке формации, либо в более высоких ее частях, венчая отдельные вулканические постройки. В кислых туфах нередко наблюдаются пирокластические обломки эффузивов основного состава, что свидетельствует об одновременном действии вулканов, одни из которых поставляли продукты кислого, а другие — основного состава. Присутствуют в рассматриваемой формации и терригенные туфогенно-терригенные разности (алевролиты, песчаники, гравелиты), занимающие небольшой объем. Линзы этих пород в нижней части формации содержат обычно обломки более древних образований, в том числе и вулканы андезит-базальтовой формации. Остальные терригенные породы имеют существенно вулканомиктовый состав, являясь результатом внутрiformационного перемива.

Изучение многочисленных разрезов этой формации показало неоднократное и часто незакономерное чередование по вертикали вулканитов различной основности, причем в целом на одних участках преобладают андезиты и их туфы, на других — базальты и андезито-базальты. Петрохимические критерии (в частности, коэффициенты затвердевания и фракционирования) помогли выяснить, что в базальт-андезитовой формации совмещены породы, генетически связанные с разными вулканическими аппаратами, которые поставляли расплав, находящийся на различных стадиях дифференциации. Таким образом, характер латеральных изменений состава базальт-андезитовой формации свидетельствует о наличии в альб-туронское время большого количества самостоятельных вулканических построек.

Характер латеральных изменений формации вкрест простирания пояса рассмотрен на примере Пенжинского и Анадырского секторов. Во фронтальной их зоне в составе формации преобладают базальты и долериты. Так, например, в бассейне Микины базальт-андезитовая формация представлена андезито-базальтами, базальтами, долеритами, их туфами; в резко подчиненном количестве присутствуют туфы и эффузивы среднего состава, а также песчаники, алевролиты и пирокластические породы кислого состава. Еще большая доля базальтов и долеритов в составе рассматриваемой формации отмечена во фронтальной зоне Анадырского сектора. В тыловой зоне упомянутых секторов в целом преобладают вулканы среднего состава. Однако локально здесь (например, в верховьях Пенжины) наблюдались ареалы наиболее основных базальтов с вкрапленниками оливина и с единичными оплавленными зернами кварца размером до 1 мм, что свидетельствует о процессах гибридности. Особенностью средних — основных вулканитов базальт-андезитовой формации тыловой зоны Анадырского сектора является относительно повышенное количество ромбического пироксена. В пределах Оконайто-Пеледонского поднятия в нижней и средней частях рассматриваемой фор-

мации возрастает объем терригенных пород, являющихся результатом внутриформационного перемыва.

Состав базальт-андезитовой формации меняется и вдоль простирания Охотско-Чукотского пояса. В направлении на северо-восток она резко выклинивается и в Центральном-Чукотском секторе представлена лишь маломощными линзами на разных уровнях среди кремнекислых формаций. В юго-западном направлении — в Гижигинском и более южных секторах состав этой формации остается средним — основным, однако значительный объем занимают субщелочные разновидности.

При накоплении базальт-андезитовой формации ведущая роль принадлежала эксплозивным процессам: пирокластические образования составляют 50–60 % ее объема. Эти образования связаны с действием вулканических аппаратов центрального типа. Вблизи небольших моногенных шлаковых и лавовых вулканов, приуроченных к разрывным нарушениям и сближенных на площади, формировались обширные лавовые поля с подчиненным количеством пирокластических образований. Наряду с этим длительно развивались смешанные стратовулканы, в строении которых главная роль принадлежала туфам, нередко лапиллиевым и бомбовым. На склонах таких вулканических построек возникало большое количество вулканов-паразитов, жерловины которых хорошо сохранились до настоящего времени.

Базальт-андезитовая формация относится к известково-щелочной магматической серии, что вытекает из ряда признаков — высокой глиноземистости, пониженной железистости и магнезиальности, боуэновского тренда дифференциации (см. рис. 10). Об этом же свидетельствуют и геохимические свойства базальт-андезитовой формации (см. табл. 4 и рис. 11). По геохимическим критериям (содержанию Sr, Zr, Ni, Co, V) базальт-андезитовая формация наиболее близка к известково-щелочным образованиям континентальных окраин [8]. Преобладающие в формации андезито-базальты и андезиты по химическому составу близки средним составам соответственно "основных" и "кислых" андезитов, подсчитанных для орогенических областей Дж. Гиллом, занимая промежуточное положение между нормальнокалиевыми и высококалиевыми типами.

Химический состав базальт-андезитовой формации меняется от фронтальной части пояса к тыловой (в этом направлении прежде всего возрастает щелочность пород равной кислотности), в связи с чем в ней выделены три субформации, сменяющие друг друга в глубь мезозойского континента — низкокалиевая, нормальнокалиевая и высококалиевая. Наиболее полно этот поперечный ряд субформаций представлен в Пенжинском и Анадырском секторах.

Низкокалиевая субформация, характеризующаяся преобладанием базальтов и андезито-базальтов, располагается во фронтальной зоне Охотско-Чукотского пояса, большей частью на коре переходного типа, перекрывающая позднюрско-неокомовые островодужные образования. Она характеризуется наиболее низкой (из всех альб-туронских вулканитов) калиевостью, самой низкой величиной K_2O/Na_2O , высокой глиноземистостью и железистостью (см. табл. 1), довольно высокой титанистостью, умерен-

ной магнезиальностью и натровостью и относительно большой величиной Fe/Mg. Последний параметр сближает эти породы с островодужными толеитами. Базальты этой субформации в нормальном составе пересыщены кварцем и содержат мало ортоклаза (см. рис. 9).

Умереннокалиевая субформация имеет наибольшее распространение в пределах Охотско-Чукотского пояса, располагаясь в осевой, а частично и в тыловой его частях, на краю мезозойского континента. Она характеризуется резким увеличением объема андезитов и появлением кремнекислых разностей. Обладая одинаковой натровостью с выше охарактеризованными породами, вулканиты рассматриваемой субформации содержат обычное для известково-щелочных пород количество K_2O , в них возрастает величина K_2O/Na_2O , уменьшается содержание железа, а в базальтах возрастает содержание магния; выше в них и содержание титана. Базальты этой субформации чаще всего пересыщены нормативным кварцем, но на отдельных участках (например, в Охотском секторе) в них появляется оливин.

Породы высококалиевой субформации, образующей прерывистые поля в тыловой зоне пояса, а также в юго-западной части, представляют субщелочные образования с сериальным индексом Ритмана несколько более 3 (тогда как в остальных субформациях эта величина составляет 1,7–2,3). Содержание натрия в этих породах близко к таковому в вулканитах остальных двух субформаций; однако количество калия и величина K_2O/Na_2O намного выше (см. табл. 2). В этих породах сравнительно небольшое количество железа и значительное содержание магния. Базальты рассматриваемой субформации в нормативном составе содержат оливин и повышенное количество ортоклазовой составляющей.

В составе пород базальт-андезитовой формации найдено отражение и поперечная зональность Охотско-Чукотского пояса. Вулканиты базальт-андезитовой формации юго-западной части пояса, формировавшиеся на дорифейской континентальной коре, по сравнению с породами центральной его части (Пенжинский сектор), обогащены K_2O , CaO, Al_2O_3 и обеднены FIO, TiO_2 (рис. 17). Важно, что эта тенденция характерна для всех пород среднего — основного состава, но особенно резко она выражена в базальтоидах. Поперечная зональность подчеркивается и различиями содержаний элементов-примесей. Так, породы Пенжинского сектора по сравнению с вулканитами Гижигинского сектора обогащены Ba и Rb и обеднены Pb, Sr, Cu. Породы последнего из указанных секторов по отношению к образованиям Удско-Ульинского сектора содержат меньшие количества V, Cr, Cu.

Альб-гуронская базальт-андезитовая формация составляет единую вулcano-плутоническую ассоциацию с интрузивным комплексом, чрезвычайно широко проявившимся на рассматриваемой территории в виде гранитоидных тел (от габбро до гранитов); от массивов фронтальной части Охотско-Чукотского пояса к телам, располагающимся в его тылу, в интрузивных породах одинаковой основности возрастает общая щелочность и калиевость, тогда как магнезиальность и известковистость уменьшается. По химизму и геолого-петрографическим особенностям рассмат-

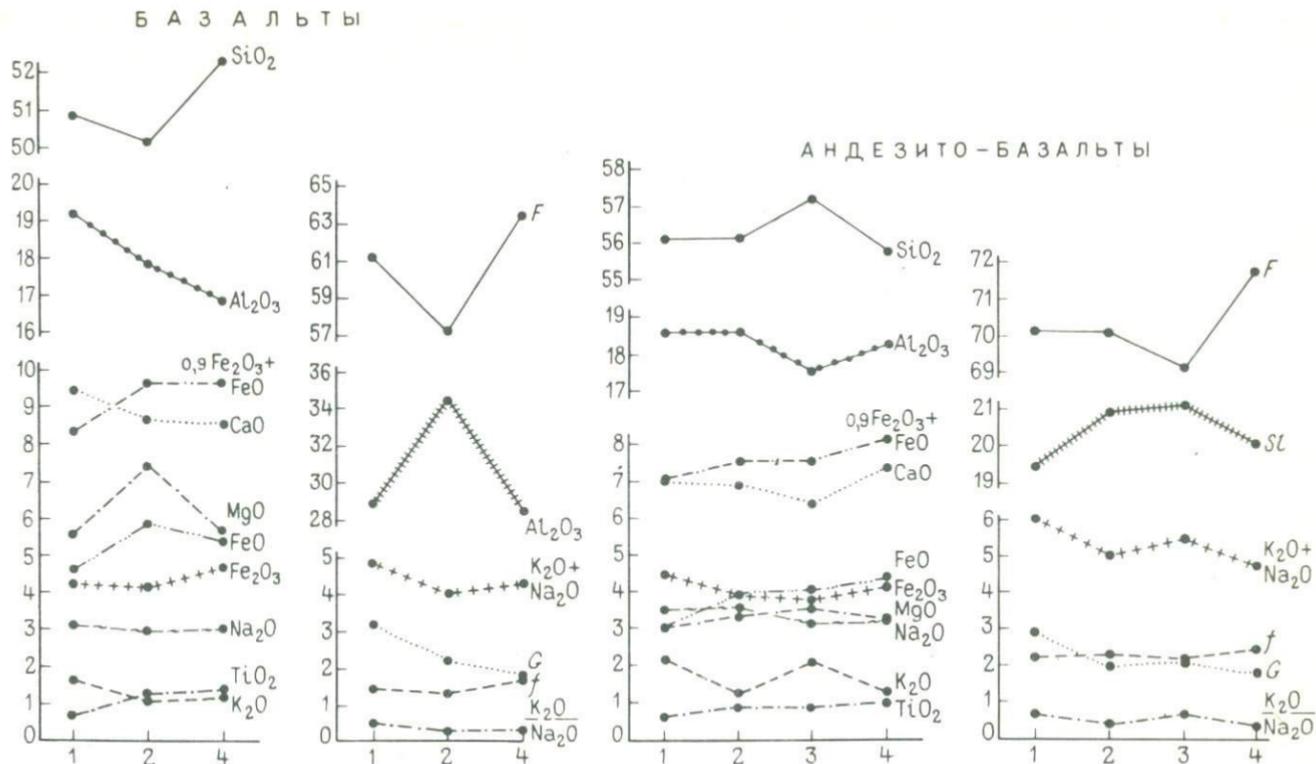


Рис. 17. Вариации средних содержаний породообразующих оксидов и характерных величин в породах основного состава базальт-андезитовой формации различных секторов Охотско-Чукотского пояса.

По вертикальной оси — значения различных коэффициентов и содержания оксидов (в %); по горизонтальной оси — секторы пояса: 1 — Удско-Ульянский, 2 — Охотский, 3 — Гижинский, 4 — Пенжинский

риваемые интрузивные породы образуют габбро-диорит-гранодиоритовую формацию, причем по преобладающим разностям в тыловой части Охотско-Чукотского пояса выделяется гранит-монцодиоритовая субформация, а во фронтальной — диорит-гранодиоритовая, что подчеркивает комагматичность вулканических и интрузивных образований. Для массивов этой формации наиболее характерна штокообразная или куполовидная форма; реже они представлены крутозалегающими трещинными телами. Интрузивные массивы данной формации обычно образуют субпараллельные ряды северо-восточной ориентировки, группируясь во фронтальной зоне Охотско-Чукотского пояса, а также на периферии тыловой его зоны, вблизи выходов фундамента пояса.

Дацит-риолитовая формация альбского — раннесеноманского возраста распространена в тыловой зоне Охотско-Чукотского пояса прерывисто: в виде отдельных, достаточно мощных (первые сотни метров) линз, которые размещаются на одном (Пенжинский сектор) или нескольких (Ульинский прогиб) уровнях. Чаще всего дацит-риолитовая формация располагается внутри базальт-андезитовой, частично замещая ее на отдельных участках. Более широко она распространена в юго-западной и особенно северо-восточной частях пояса; в Центрально-Чукотском, а возможно, и Восточно-Чукотском секторах она практически полностью замещает базальт-андезитовую формацию, и последняя представлена здесь маломощными линзами.

Дацит-риолитовая формация включает породы от андезитов до риолитов, причем вулканыты риолитового и риодацитового состава слагают около 60 % объема формации, а дацитового — около 30 %. В этой формации преобладают игнимбриты и туфы (нередко спекшиеся) риолитового, риодацитового, в меньшей мере дацитового состава. В подчиненном количестве присутствуют риолиты, дациты, андезиты и их туфы; а также туфогенные алевролиты и песчаники.

В участках наиболее длительно протекавшего в альбском веке кислого вулканизма эта формация имеет двучленное строение. Нижняя ее часть (300–350 м) вскрывается по периферии отрицательных тектономагматогенных структур, а верхняя (400–450 м) слагает центральные их части. Нижняя часть формации сложена в основном кислыми туфами реже риолитами, дацитами, терригенными породами, а также вулканытами среднего и смешанного (кислого — среднего) состава; встречаются также единичные маломощные линзы игнимбритов. Анализ фаций показывает, что рассматриваемые образования накапливались при вулканических извержениях центрального типа, причем резко преобладал эксплозивный тип вулканизма, сопровождавшийся выбросами шлаков, обрывков лавы, а также огромных масс вулканического пепла. Вулканические аппараты чаще всего располагались сближенно, тяготея к разрывным нарушениям. Вблизи жерловин залегают средне- и мелкообломочные спекшиеся кислые туфы и линзовидные потоки риолитов и риодацитов мощностью до 20 м, а также пластообразные тела игнимбритов мощностью не более 15 м; в удалении от вулканических аппаратов они замещаются мелко-

обломочными неспекшимися туфами, туфогенными песчаниками и алевролитами.

Верхняя часть разреза дацит-риолитовой формации сложена игнимбритами риолитового, реже риодацитового состава, которые образуют потоки мощностью от 8–10 до 50 м. Они состоят из тонколинзовидно-флюидального стекловатого базиса, в который погружены осколки корродированных кристаллов олигоклаза и андезина, кварца, реже биотита, амфиболов, пироксенов, а также неправильной формы, с нерезкими очертаниями обломки средних и кислых вулкаников. Количество осколков вкрапленников сильно варьирует, в связи с чем среди игнимбриков, вслед за И.М. Сперанской, можно выделить гиалоигнимбриты (до 10 % осколков), игнимбриты порфирокластические (до 20–40 %) и кристаллокластические (более 40 %).

Слабая центральные части вулканотектонических депрессий, игнимбриты образуют серию полого залегающих потоков мощностью от 10 до 35 м. Частое чередование по вертикали игнимбриковых потоков указывает на пульсационный характер извержения магмы и прерывистость процесса формирования игнимбриков. Подводящие каналы игнимбриков размещаются вдоль дугообразных концентрических разломов, образующих кольцевые тектоно-магматогенные структуры. Форма подводящих каналов разнообразна — это или вертикальные трубки диаметром до 200 м, или дайкообразные тела мощностью от нескольких до 150 м и протяженностью до 500 м; они заполнены однородными кристаллокластическими игнимбритами, петрографически неотличимыми от одноименных разновидностей, образующих потоки. Эти породы также обладают линзовидно-флюидальной текстурой, причем плоскость флюидальности имеет ориентировку, близкую к вертикальной. Изредка подводящие каналы сложены своеобразными гранитоподобными кристаллокластическими игнимбритами, состоящими из корродированных зерен кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата и биотита, находящихся в количественных соотношениях, которые характерны для обычных лейкократовых гранитов; присутствуют редкие ксеногенные обломки кислых вулкаников. Формирование игнимбриков происходило при одновременном (или близком по времени) извержении магмы из многочисленных, сближенных на местности вулканических аппаратов центрального, реже трещинного типа.

Наибольшую мощность рассматриваемая формация имеет в Центральном-Чукотском секторе. Здесь, в бассейне р. Юрумкувеем дацит-риолитовая формация образует гомодромный цикл, завершающийся породами пыкарваамской свиты. Нижняя часть формации образована пепловыми и мелкообломочными, реже бомбовыми туфами кислого состава. Присутствуют маломощные прослои песчаников и линзы игнимбриков умеренно кислого состава. В средней части формации, наряду с туфами, появляется значительное количество игнимбриков — либо витрофированных, биотит-пироксеновых, с небольшим количеством весьма неравномерно распределенных кристаллов кварца, либо пироксеновых, причем объем кристаллической фазы в них достигает 50 %. Местами на этом

уровне располагаются экструзивные купола, сложенные биотит-пироксеновыми витроигнибридами. Венчают рассматриваемую формацию весьма монотонного состава кристаллокластические, либо порфирокластические игнибриды кислого и умеренно кислого состава, содержащие крупные вкрапленники кварца, плагиоклаза, реже биотита. В резко подчиненном количестве присутствуют линзы мелкообломочных туфов, состав которых колеблется от дацитового до риолитового.

В дацит-риолитовой формации здесь вверх по разрезу в целом возрастает степень кремнекислотности, увеличивается содержание K_2O , уменьшается содержание кальция и суммарного железа; уровень магнезиальности остается неизменным (за исключением наименее кремнистых разностей пыкарваамской свиты, которые характеризуются повышенным количеством MgO).

Породы дацит-риолитовой формации обладают умеренной щелочностью (рис. 18), за исключением отдельных участков Чукотки, и невысоким (чаще всего менее 2) сериальным индексом; натрий, как правило, преобладает над калием, в связи с чем величина K_2O/Na_2O невелика. Калиевый полевой шпат в этих породах редок. Если по содержанию Mg , Ti , Ca дацит-риолитовая формация не испытывает особых изменений по латерали, то щелочность колеблется значительно. Наименее щелочной (за счет Na) эта формация является в Гижигинском секторе (рис. 19).

В бассейнах Пенжины и Анадыря породы дацит-риолитовой формации более щелочные (особенно в наиболее кислых разностях), чем в Гижинском секторе; однако они менее калиевые и более натровые, соответственно в породах Пенжинского сектора меньшее значение имеет величина K_2O/Na_2O . Породы дацит-риолитовой формации Центральной Чукотки более щелочные (за счет высокого содержания калия), в них меньше Na_2O , MgO , TiO_2 . Геохимическая характеристика пород дацит-риолитовой и ниже рассматриваемых формаций дана в табл. 3. С дацит-риолитовой формацией единую вулcano-плутоническую ассоциацию образует комагматичный комплекс субщелочных гранитов, представленный гранитами и гранит-порфирами. Эти породы обогащены Rb , Pb , Ba , Th и обеднены Sr , V , Mn , Ni , Co .

Субщелочная дацитовая формация позднемиоценового (позднесеноманского — кампанского) возраста широко распространена в пределах Охотско-Чукотского пояса, слагая большие площади в тыловой зоне (рис. 20), а также в юго-западной и особенно в северо-восточной его частях. Рассматриваемая формация, представляя самостоятельный этап вулканизма, образует обособленные тектоно-магматогенные структуры, несогласно перекрывающие структуры более ранних формаций, включая и дацит-риолитовую. Накапливаясь в целом от позднего сеномана до кампана включительно, субщелочная дацитовая формация в одних местах (например, в Пенжинском и Центрально-Чукотском секторах) развивалась длительно, в других проявилась более кратковременно; неодновременным было и начало ее возникновения (см. рис. 8).

В рассматриваемой формации преобладают (более 60 % объема) вулканы дацитового и риодацитового состава; на долю риолитовых



or ab an di Q hy C mt tl ap

Рис. 18. Нормативный состав позднемезозойских – раннекайнозойских вулканитов кислого состава северо-западной части Тихоокеанского кольца.

Дациты в формациях: 1 – андезит-базальтовой поздней юры – неокома Удско-Мургаляского пояса; 2–5 – Охотско-Чукотского пояса [2 – базальт-андезитовой альба – турона, 3 – дацит-риолитовой альба – сеномана, 4, 5 – субщелочной дацитовой сеномана – сенона (соответственно дациты и трахидациты)]; 6–7 – Камчатско-Корякского пояса (6 – риолит-дацитовой позднего эоцена – олигоцена, 7 – базальт-андезит-дацитовой олигоцена – миоцена). Риодациты в формациях: 8 – субщелочной дацитовой сеномана – сенона (трахириодациты) Охотско-Чукотского пояса, 9 – риолит-дацитовой позднего эоцена – олигоцена Камчатско-Корякского пояса, 10 – базальт-андезит-дацитовой олигоцена – миоцена Камчатско-Корякского пояса. Риолиты в формациях: 11 – андезит-базальтовой поздней юры – неокома Удско-Мургаляского пояса; 12–14 – Охотско-Чукотского пояса [12–13 – дацит-риолитовой альба – сеномана (12 – риолиты, 13 – игнимбриты риолитов), 14 – субщелочной дацитовой сеномана – сенона], 15–16 – Камчатско-Корякского пояса: (15 – риолит-дацитовой позднего эоцена – олигоцена, 16 – базальт-андезит-дацитовой олигоцена – миоцена). Условные обозначения минеральных компонентов те же, что на рис. 9

пород приходится менее 30 % объема; в резко подчиненном количестве присутствуют андезито-дациты и андезиты. Обладая в целом повышенной щелочностью, образования этой формации включают и породы нормальной щелочности. Наиболее распространенными разновидностями в субщелочной дацитовой формации являются туфы (самой разнообразной размерности пирокластического материала) и игнимбриты; потоки лав единичны; в подчиненном количестве присутствуют туффиты, а

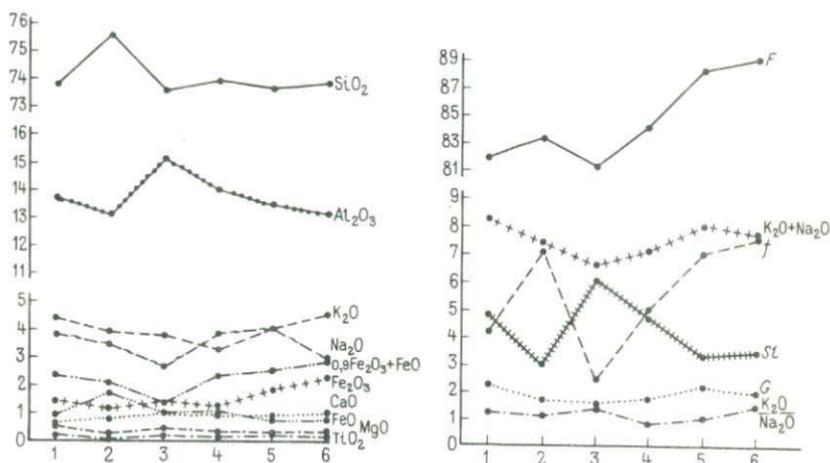


Рис. 19. Вариации средних содержаний породообразующих оксидов и характерных величин в риолитах меловых формаций кислого состава различных секторов Охотско-Чукотского пояса.

По вертикальной оси – значения различных коэффициентов и содержаний оксидов (в %); по горизонтальной оси – секторы пояса: 1 – Удско-Ульянский, 2 – Охотский, 3 – Гижигинский, 4 – Пенжинский, 5 – Анадырский, 6 – Восточно-Чукотский

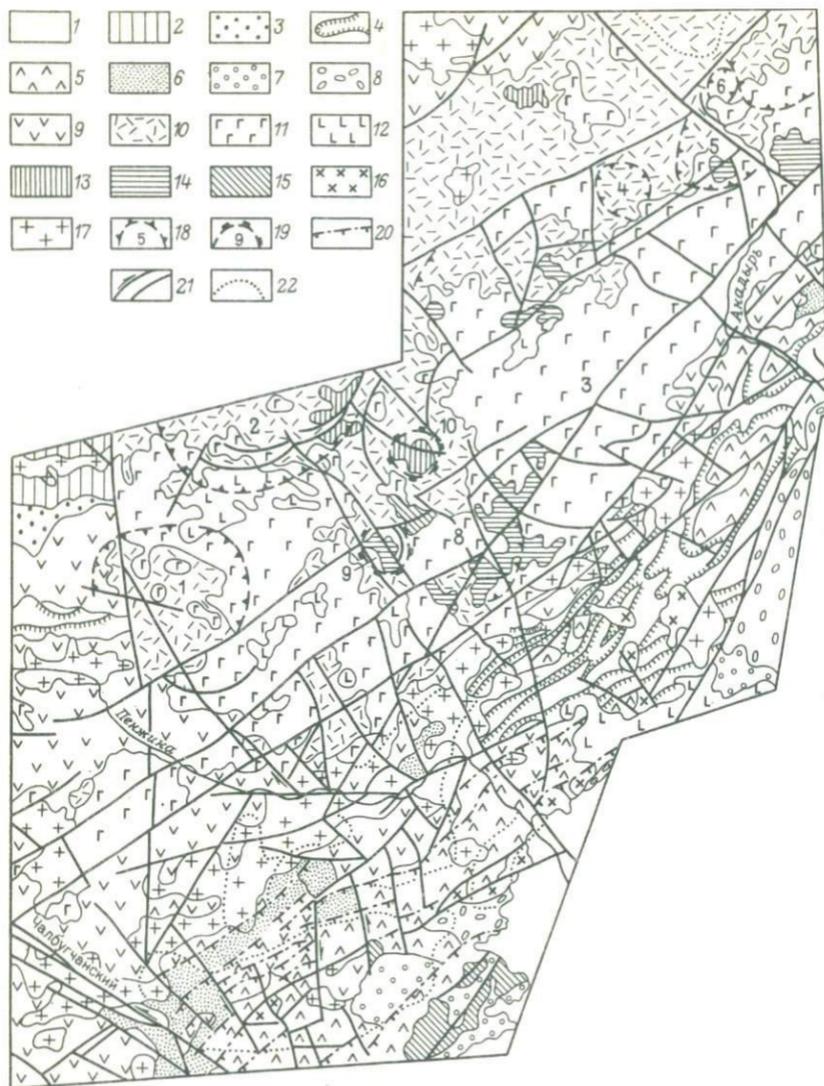


Рис. 20. Структурно-формационная схема Пенжинского и Анадырского секторов Охотско-Чукотского пояса и Удско-Мургалского пояса (кольцевые тектоно-магматогенные структуры не показаны).

1 – четвертичные отложения нерасчлененные; 2–3 – формации (морские) Верхояно-Чукотской складчатой области (2 – терригенно-вулканогенная девона, 3 – терригенная верхней юры – нижнего баррема); 4–5 – андезит-базальтовая верхняя юры – неокома Удско-Мургалского пояса (4 – верхнеюрско-валанжинская, 5 – готервикско-нижнебарремская); 6–8 – формации северной части Корьякско-Камчатской области (6 – терригенная молассовая альба в зоне сочленения Верхояно-Чукотской и Корьякско-Камчатской тектонических областей; 7 – терригенная морская сенона, 8 – терригенная континентальная альба – турона); 9–10 – формации Охотско-Чукотского пояса (9 – базальт-андезитовая альба – турона, 10 – субщелочная

также туфогенные песчаники, алевролиты, гравелиты, конгломераты.

Наиболее распространенные в этой формации кислые туфы состоят из кристаллов (часто оскольчатых) плагиоклазов, кварца, реже пироксенов, биотита, обломков вулканитов кислого состава, погруженных в массу пепловых частиц, сложенных кислым стеклом; в спекшихся разностях присутствуют вытянутые формы фьямме пузыристого вулканического стекла кислого состава, а пепловые частицы обнаруживают параллельность в ориентировке. В туфах смешанного состава до 20 % объема породы принадлежит пирокластическим обломкам андезитобазальтов и базальтов.

Преобладающей разновидностью в формации являются игнимбри-ты дацитового и риодацитового состава повышенной щелочности, состоящие из осколков кристаллов олигоклаза и андезина, реже кварца, биотита, амфиболов и пироксенов, немногочисленных обломков вулканитов кислого, реже среднего — основного состава; цементирующая масса — кислое стекло с тонкой линзовиднопараллельной флюидалностью, "обтекающей" кристаллы; нередко этот базис имеет пепловидный облик. Субщелочные риолиты и риодациты обычно газонасыщены, пузыристы; в немногочисленных вкрапленниках — олигоклаз, кварц, биотит, реже роговая обманка; в отдельных вулканических постройках изредка встречаются неравномерно распределенные кристаллы калиевого полевого шпата (щелочность таких пород обычно резко возрастает). В дацитах вкрапленники кварца отсутствуют, возрастает количество роговой обманки. Трахиандезиты и трахиандезито-дациты сложены вкрапленниками андезина (иногда встречается и лабрадор), моноклиного, редко ромбического пироксена; основная масса трахитовой и интерсер-тальной структуры образована ориентированными микролитами плагио-клаза и вулканическим стеклом, превращенным в кварц-полевошпатовый агрегат.

В терригенных разностях в обломках преобладают вулканиты кислого состава, цемент хлоритовый, нередко с примесью вулканического пепла; в нижнюю часть рассматриваемой формации включены мощные линзы терригенных пород, среди обломков которых преобладают продукты разрыва базальт-андезитовой формации.

Анализ распределения фаций субщелочных дацитово-риодацитово-риолитово-трахитово-андезитово-пирокластической формации по площади позволил выявить в ее составе ряд вулканических построек

дацитовая верхнего мела); 11–12 — рифтогенные базальтовые формации (11 — маастрихта — дания, 12 — палеогена); 13–17 — субвулканические и интрузивные образования вулканогенных поясов и зон рифтогенеза (13–14 — субвулканические образования Охотско-Чукотского пояса сеноман-сенонские, 15 — то же, палеогеновых зон рифтогенеза, 16–17 — гранитоиды (16 — раннемеловые Удско-Мургадского пояса, 17 — ранне-поздне-меловые Охотско-Чукотского пояса); 18 — некоторые отрицательные вулканогенные структуры (см. цифры на карте): 1 — Утисынская, 2 — Еропольская, 3 — Аунейская, 4 — Куйвиринтская, 5 — Трактовая, 6 — Терпухойская, 7 — Колонокская, 8 — Левомургадская; 19 — магматогенные купола (см. цифры на карте): 9 — Верхнемургадский, 10 — Иргунейвеемский; 20 — надвиги; 21 — сдвиги и разломы прочие; 22 — локальные гравитационные аномалии

диаметром от 8 до 25–30 км, характеризующихся закономерным расположением разностей. В центре таких построек нижняя и средняя части разреза формации сложены кислыми туфами, нередко спекшимися; в верхах разреза располагаются потоки игнимбритов, которые в наиболее полных разрезах перекрываются кислыми туфами, содержащими туфогенно-терригенные породы; вулканические постройки венчаются иногда единичными потоками дацитов и риодацитов. В периферической части вулканических построек среди пирокластических пород проявляются пачки туфитов и терригенных разностей.

Таким образом, фациальный анализ показывает, что развитие рассматриваемой формации связано с действием многочисленных вулканических аппаратов центрального типа. При этом на начальном этапе ее накопления вулканизм носил преимущественно эксплозивный характер, тогда как на заключительном этапе происходило мощное игнимбритообразование. С отмиранием магматических очагов связано накопление последних порций пирокластических продуктов, которые в значительной степени перемешивались с терригенным материалом.

Анализ фаций субщелочной дацитовой формации выявил неравномерное распределение игнимбритов по площади. Их объем возрастает в местах проявления трансрегиональных поперечных разломов, например, в ориентированном вдоль север-северо-западного разлома Куйдусунском поле, а также вдоль сгущения меридиональных разломов (Бельского и Чинейвеем-Юрумкувеемского), которые являются своеобразной осью кольцевых тектоно-магматогенных структур, заполненных игнимбритами.

Вдоль этих поперечных зон разломов поля вулканитов рассматриваемой формации (в том числе и игнимбриты) далеко выходят за пределы Охотско-Чукотского пояса, "выплескиваясь" на структуры основания. Обладая в целом повышенной щелочностью, рассматриваемая формация включает как щелочные разности (но без модальных и нормативных фельдшпатоидов), так и (реже) породы нормальной щелочности; суммарная щелочность в наиболее кислых разностях превышает 8%. Содержание калия в них чаще всего около 4%, натрия 3,7–4,8%; средние величины K_2O/Na_2O около единицы (варьируя от 0,5 до 1,4). Щелочность дацитовой формации возрастает вверх по разрезу, сопровождаясь уменьшением количеств Al_2O_3 , CaO, MgO. Породам этой формации свойственны повышенные содержания Pb, Ba, что сближает их с шшонитовыми ассоциациями. Эта специфика дополняется низкими содержаниями V, Ni, Co, Mn. Дацитовую формацию сопровождает большое количество субвулканических тел дацитового, риодацитового, риолитового состава; из имеющихся данных по Канчаланскому сектору следует, что эти субвулканические тела обогащены W, Be, Mo, Bi.

Породы субщелочной дацитовой формации неоднородны вдоль простирания Охотско-Чукотского пояса, характеризуясь той же тенденцией изменения химизма, что и вулканиты дацит-риолитовой формации (см. рис. 19). В бассейнах Пенжины и Анадыря породы этой формации обладают наиболее типичной для нее несколько повышенной щелочностью, однако содержание K_2O в них меньше, а Na_2O больше, чем в породах

формации юго-западной и северо-восточной частей пояса. Это обусловило самую низкую величину K_2O/Na_2O (0,5–0,68), которая достигает единицы только в самых кислых разностях.

Более щелочной характер рассматриваемая формация имеет в Ульяновском прогибе; суммарная щелочность здесь составляет 7,7–8,8 %, а серийный индекс Ритмана достигает 3,46 (на остальных участках он не превышает 2,5). Содержание K_2O в вулканитах Ульяновского прогиба выше, а Na_2O — ниже, чем в аналогичных породах бассейнов Пенжины и Анадыря. Кроме того, породы субщелочной дацитовой формации Ульяновского прогиба более глиноземисты, менее железисты и несколько менее титанисты (последние в наименее кремнекислых разностях).

Высокой щелочностью породы дацитовой формации обладают и в Гижигинском секторе; по содержанию K_2O они близки к вулканитам Удско-Ульянского сектора (превосходя последние в наименее кремнекислых разностях). Породы Гижигинского сектора отличаются низкими содержаниями Na_2O , высокими Al_2O_3 и CaO . В Центрально-Чукотском секторе субщелочная дацитовая формация обладает максимальным содержанием калия в наиболее кремнекислых членах; здесь самое низкое из всех сравниваемых участков содержание натрия и сравнительно небольшое Al_2O_3 .

Таким образом, субщелочной дацитовой формации, как и дацитриолитовой, свойственно изменение состава слагающих ее вулканитов в зависимости от особенностей фундамента Охотско-Чукотского пояса. В общем случае содержание литофильных элементов в ней обнаруживает положительную связь со степенью континентальной зрелости и мощности земной коры. Изучение послыюного распределения петрогенных окислов в отдельных вулканических постройках субщелочной дацитовой формации выявило химическую обособленность этих построек, что свидетельствует об автономном развитии питающих их магматических камер.

Субщелочной дацитовой формации комагматичен комплекс субщелочных гранитоидов, образующих в совокупности единую вулcano-плутоническую ассоциацию. Этот комплекс включает мелкозернистые гранодиориты, гранит-порфиры, реже диорит-порфиры. Породы рассматриваемого комплекса обогащены Mo , Be , As , но содержат также повышенные количества Ni , Co , Pb , Bi .

МООСТРИХТ-РАННЕПАЛЕОГЕНОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ. ЗОНЫ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО РИФОГЕНЕЗА

Позднемеловая — эоценовая бимодальная ассоциация (с резким преобладанием базальтоидов) размещается в грабенах или вблизи крупных разрывных нарушений и в целом приурочена к зоне сочленения Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской тектонических областей. Наиболее крупные ее ареалы сконцентрированы в полосе северо-восточной ориентировки, занимающей Пенжинский прогиб, а также Бельскую и Анадырскую впадины. Вторая, более узкая, севернее расположенная полоса осложняет структуры Охотско-Чукотского пояса. Небольшие

ареалы маастрихт-эоценовых вулканитов известны и во внутренних частях Корякско-Камчатской тектонической области, на юго-востоке Корякской зоны.

Формирование рассматриваемых вулканогенных образований происходило в течение двух этапов — маастрихт-датского и палеоцен-эоценового. Однако расчленение визуально однородных маастрихт-эоценовых вулканитов возможно только на тех участках, где проведено тщательное изучение их химизма.

Маастрихт-датский вулканизм

Корреляция стратиграфических разрезов. Одним из участков, где проведено формационное расчленение разднемеловых — эоценовых базальтоидов, является территория бассейнов рек Пенжины и Анадыря [Пенжино-Анадырский ареал (поле), рис. 21]. Здесь распространена атвувеемская свита (стратотип ее выделен в долине р. Еропол), которая со структурным несогласием перекрывает образования Охотско-Чукотского пояса, в том числе и палеоботанически охарактеризованные толщи кампанского возраста (см. рис. 12).

Атвувеемская свита (300–900 м) сложена андезито-базальтами, базальтами, в меньшей мере андезитами и туфами среднего и основного состава; разности кислого состава — туфы, лавы, экструзии или субвулканы — в виде немногочисленных линз располагаются на различных уровнях рассматриваемой свиты. Базальная пачка этой свиты содержит линзы туфов среднего состава, а также песчаников, гравелитов и конгломератов, обломочный материал которых состоит преимущественно из вулканогенных пород Охотско-Чукотского пояса. Свита весьма бедна ископаемыми растениями. В верховьях р. Еропол в ней обнаружены *Sphenopteris* sp., *Cusadophyta* (?) sp., *Cephalotaxopsis* cf. *heterophylla* Holl, характерные для меловых отложений.

На гистограмме распределения величин абсолютного возраста пород описываемой свиты (по К-Аг методу) наблюдаются два максимума. Один из них (80–65 млн. лет) характеризует возраст этой свиты как маастрихт-датский, второй (60–56 млн. лет) — скорее всего, вызван поствулканическим гидротермальным изменением пород, хотя частично он, возможно, отражает возраст силлов палеоцен-эоценовых базальтов.

Вероятно, к самым верхам верхнего мела относится горловская толща (200 м), выделенная на ограниченной площади в верховьях р. Озерное Горло (см. рис. 12), где она с конгломератами в основании перекрывает атвувеемскую свиту [26]. Это субщелочные игнимбриты, реже субщелочные туфы и эффузивы кислого состава, а также экструзивные купола трахириолитов, трахидацитов, в нижней части — линзы терригенных пород, обломочный материал которых состоит преимущественно из пород атвувеемской свиты. Верхний возрастной предел горловской толщи определяется по перекрытию ее базальтоидами с абсолютным возрастом 65 млн. лет.

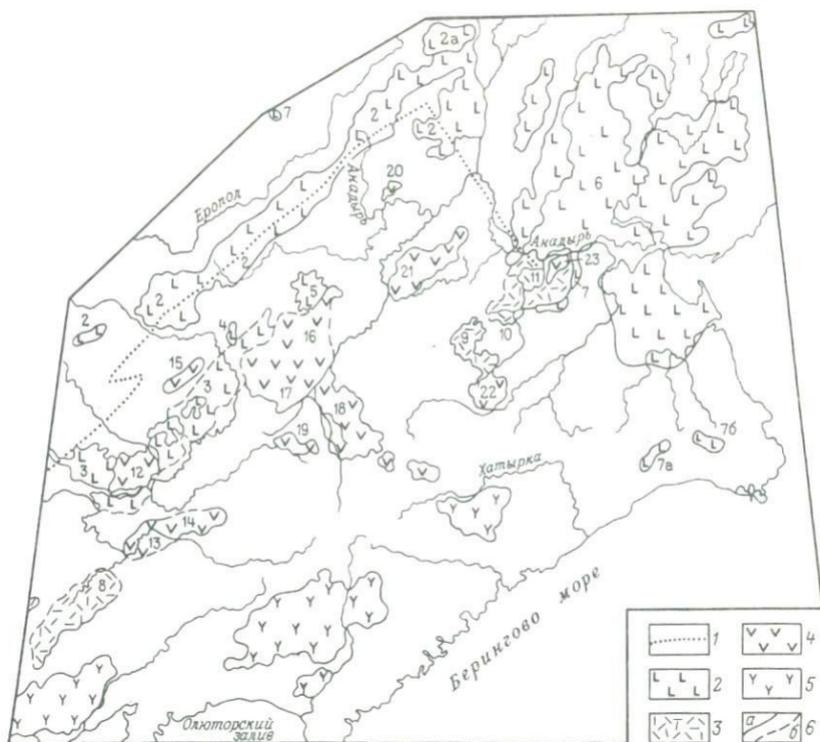


Рис. 21. Схема размещения позднемезозойских и кайнозойских вулканических формаций в пределах северной части Корьякско-Камчатской тектонической области и смежных территорий.

1 – предполагаемая южная граница континентальной коры; 2 – бимодальные ассоциации с преобладанием базальтовой и щелочнобазальтовой формации позднего мела – эоцена в зонах континентального рифтогенеза; формации Камчатско-Корьякского вулканогенного пояса: 3 – риолит-дацитовая позднего эоцена – олигоцена, 4 – базальт-андезит-дацитовая олигоцен – раннего миоцена; 5 – неогеновые вулканогенные и осадочно-вулканогенные образования Олюторского сегмента Курило-Олюторского пояса; 6 – границы вулканических полей (а – установленные, б – предполагаемые). Цифрами обозначены вулканические поля: 1 – Пеледонское, 2 – Пенжинско-Анадырское, 2а – Энмываамское, 3 – Окланское, 4 – Мургалское, 5 – Русскогорское, 6 – Танюерское, 7 – Рарыткинское, 7а – Какангутское, 7б – Велькельвеемское, 8 – Велодыньское, 9 – Парханайское, 10 – Ламутское, 11 – Красноозерское, 12 – Восточноокланское, 13 – Энычавайское, 14 – Тыхлаваамское, 15 – Кондыревское, 16 – Правоорловкинское, 17 – Левомайницкое, 18 – Автоваамское, 19 – Пальматкинское, 20 – Дуговское, 21 – Алганское, 22 – Элекайское, 23 – Леснинское

Маастрихт-датский уровень в бассейне р. Анадырь занимают (см. рис. 12) чуванская свита, верхняя часть еропольской свиты [26], тополевская и энмываамская свита, а также нижняя часть нунлигранской свиты (см. рис. 13, 14), имеющие очень близкий литологический состав.

В.И. Чубаров и Б.Н. Вяткин в энмываамской свите собрали *Ginkgo ex gr. adiantoides* (Ung.) Heer, *Equisetites* sp., *Thuja cretacea* (Heer) Newb., *Metasequoia disticha* (Heer) Miki, *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry, *Credneria* cf. *grewiopsoides* Holl., *Lizyphus* cd. *rarytkinensis* Krysht., *Acer* cf. *articum* Heer, *Taxodium* sp., *Desmiophyllum* sp., *Platanus aceroides* Goerrp., свойственных, по мнению определявшей их Г.Г. Филипповой, концу позднего мела.

Юго-западнее, в бассейне Гижиги базальтоиды атвувеемской свиты выделены В.М. Гундобиним и Ю.Н. Некрасовой. Далее на юго-запад, в междуречье Гижиги и Таватума, вероятно, этот же стратиграфический уровень занимают базальты и андезито-базальты с пачками туфов основного состава и туфогенных песчаников, в которых В.К. Политовым собраны *Araucarites* sp., *Cephalotaxopsis* sp., *Sequoia* sp., *Metasequoia disticha* (Heer) Miki, *Thuja cretacea* (Heer) Newb., *Rhamnus septentrionalis* Krysht., *Laurophyllum* sp., *Dicotylophyllum* sp. cf. *Populus* sp., *D. sp.* cf. *Fagus* sp. (определения В.А. Самылиной).

О наличии базальтовой толщи, относящейся к верхам мела, а возможно, и к низам палеогена, свидетельствуют данные С.И. Филатова, который в бассейне р. Уйканы среди вулканитов среднего — основного состава (в том числе оливиновых базальтов) обнаружил *Magnolia ingfieldii* Heer, *M. cf. kryshtofovichii* Bor., *Juglans ex gr. higella* Heer, *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry (определения А.Ф. Ефремовой). К характеризуемому уровню относятся также нижняя часть мыгдикитской свиты (базальты, андезито-базальты) и низы хакаринской свиты (см. рис. 8). Последняя, по данным С.Г. Чертовских, имеет мощность 500—600 м и сложена оливиновыми и пироксеновыми базальтами, андезито-базальтами, андезитами, с редкими линзами туфов среднего и умеренно кислого состава. Возраст свиты принят позднемеловым — палеогеновым. Она залегает на сенонских отложениях, абсолютный возраст пород 70—60 млн. лет.

Палеоцен-эоценовый вулканизм

Корреляция стратиграфических разрезов. Палеоцен-эоценовые вулканиты представлены преимущественно субщелочными базальтами и андезито-базальтами с единичными разностями кислого состава. Эти образования (мощностью от 500 до 1000 м) имеют широкое распространение по сравнению с маастрихт-датскими и группируются в основном на двух участках. Одна из групп ареалов располагается по южной окраине Верхояно-Чукотской тектонической области; вторая группа — смещена относительно первой на юго-восток, в пределы северной части Корякско-Камчатской области.

В первой группе ареалов рассматриваемые образования представлены останцами лавового плато, располагающимися несогласно на структурах Охотско-Чукотского пояса и без признаков несогласия — на маастрихт-датских вулканитах. В междуречье Пенжины и Анадыря эти останцы сложены евдыревеемской толщей [26], перекрывающей атвувеемскую свиту (см. рис. 12). В ней резко преобладают оливиновые базальты

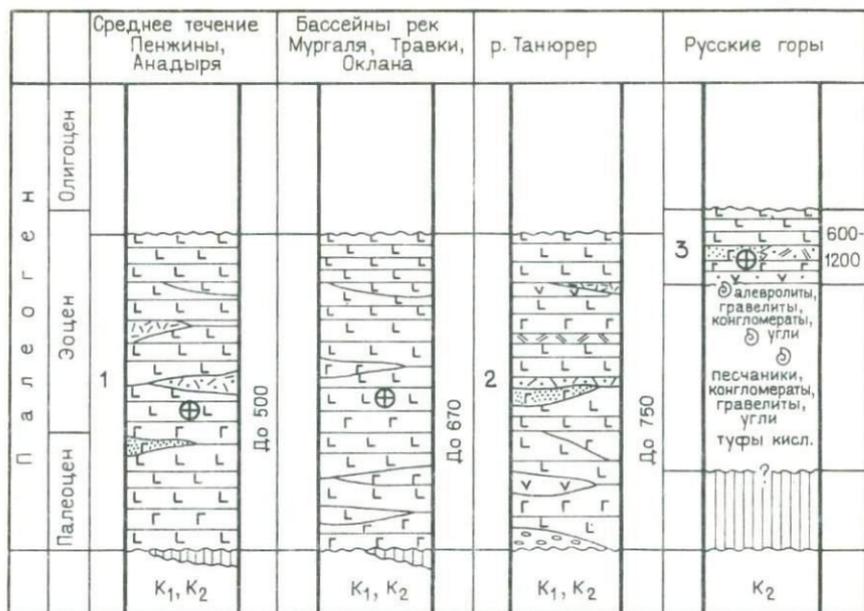


Рис. 22. Стратиграфические разрезы палеогеновых вулканогенных образований бассейнов рек Пенжины, Анадыря, Майна, Танюера.

Условные обозначения даны на рис. 12. Цифры в колонках свиты и толщи: 1 — евдеевская и ее аналоги, 2 — танюерская, 3 — русскогорская

(рис. 22), абсолютный возраст которых 65—40 млн. лет. Встречаются единичные потоки и субвулканические тела субщелочных пород среднего и кислого состава, которые непосредственной генетической связи с базальтоидами не обнаруживают, образуя с ними контрастную ассоциацию. Восточная часть рассматриваемой группы ареалов охватывает обширную территорию Бельской и Анадырской впадин, склонов хребтов Пекульней и Золотого хребта, а также бассейнов рек Канчалана и Амгузмы в пределах Канчаланского сектора Охотско-Чукотского пояса. Здесь распространена танюерская свита (около 1000 м), состоящая, по данным Д.И. Агапитова, А.И. Мануйлова и Б.Н. Филимонова, из базальтов, андезито-базальтов, лавовых брекчий, реже вулканитов кислого состава; присутствуют немногочисленные линзы терригенных пород. Абсолютный возраст пород этой свиты 49—39 млн. лет. В нижней ее части на хр. Пекульней, в пачке туфогенно-терригенных пород с маломощными прослоями бурого угля найдены (*В.П. Зинкевич*) *Alnus cf. alnifolia* (Joerr.) Hoff., *A. sp.*, *F. ex gr brannii* Heer, *Metasequoia disticha* (Heer) Wiki, *Taxodium sp.*, *Equisetum sp.*, свойственные, по мнению А.Ф. Ефимовой, раннему палеоцену.

Ареалы палеоцен-эоценовых базальтов менее значительной площади перекрывают юго-западную часть Охотско-Чукотского пояса, в Приохотье

(М.Н. Захаров, В.А. Легейдо) и Ульяновском прогибе. На рассматриваемом стратиграфическом уровне здесь располагаются поля монотонных оливинитовых базальтов верхней части хакаринской и магдыкитской свит.

Во второй группе ареалов палеогеновые базальтоиды несогласно залегают на покровно-складчатых структурах северной части Корякско-Камчатской тектонической области. Протяженный Окланско-Пенжинский ареал занимает Пенжинский прогиб. Значительная его часть скрыта под более молодыми отложениями, однако хорошо выявляется на геофизических картах — этому ареалу в целом соответствует интенсивная положительная магнитная аномалия. На северо-восточном его продолжении расположен Русскогорский ареал (см. рис. 21). Особенностью этих ареалов является двучленное строение: нижняя часть образована чередующимися базальтами, андезито-базальтами, туфами основного, реже среднего состава; верхняя часть исключительно базальтовая (рис. 23). Согласно данным Л.И. Махониной, абсолютный возраст базальтоидов западной части Окланско-Пенжинского ареала 31–32 млн. лет. Однако Н.С. Афанасьева и В.А. Фараджев на основании палеонтологических и радиологических материалов доказали эоценовый возраст вулканитов Русскогорского поля.

Незначительно вскрывающийся из-под олигоцен-миоценовых пород Камчатско-Корякского вулканического пояса Рарыткинский ареал (см. рис. 21) образован базальтами и андезито-базальтами; в нижней их части располагаются линзы песчаников и гравелитов. По нашему мнению, именно эти базальтоиды характеризует эоценовая флора, собранная В.И. Волобуевой и Г.П. Тереховой.

Значительно менее интенсивно проявился позднемиоценовый — палеогеновый базальтоидный магматизм в юго-восточной части Корякского нагорья, приближенной к Тихому океану. Однако и здесь известны немногочисленные небольшие поля малодифференцированных базальтоидов (см. рис. 21), часть из которых была выделена И.М. Русаковым в качестве каканаутской свиты. О.П. Дундо и его сотрудники по палеонтологическим данным установили датско-палеоэоценовый их возраст, а В.Н. Григорьев и его коллеги выделили их в самостоятельную каканаутскую формацию и предполагают более широкий возрастной интервал — от позднего маастрихта до раннего эоцена. Названные исследователи указывают на трехчленное строение каканаутских базальтоидов: нижние 30–40 м — грубообломочные вулканомиктовые породы; средние 100–200 м — туфы, верхние 500 м — базальты. Установлена структурная обособленность каканаутских образований — они несогласно перекрывают ранее сформировавшиеся покровно-складчатые структуры Корьякии.

Характеристика формаций. В маастрихт-эоценовой бимодальной (контрастной) ассоциации главный объем занимают две формации — маастрихт-датская базальтовая и палеоэоцен-эоценовая щелочнобазальтовая. Кроме того, верхняя часть этой ассоциации включает вулканогенные породы кислого и умеренно кислого состава, которые генетической связи с базальтоидами не обнаруживают.

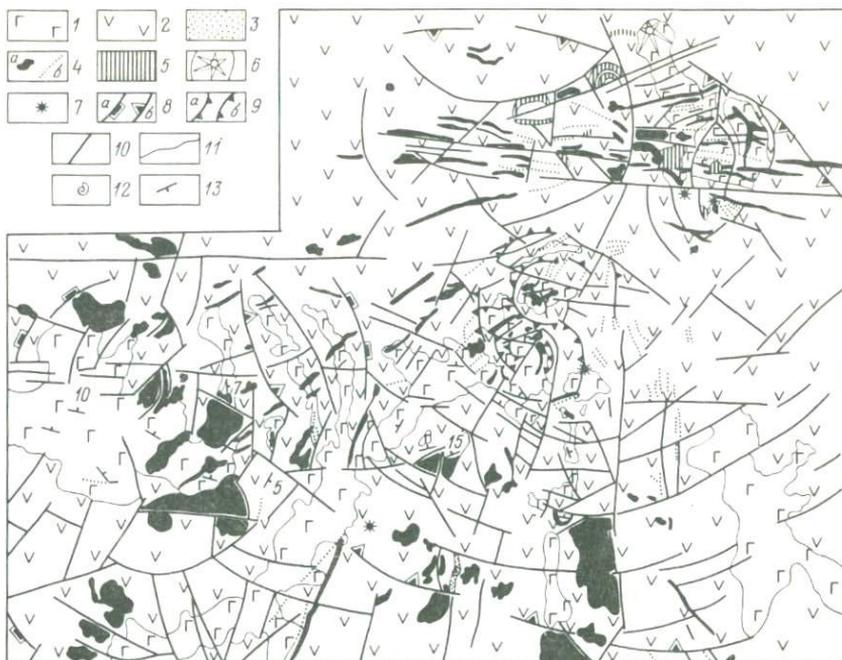


Рис. 23. Схематическая геологическая карта территории Русских гор.

1 – русскогорская свита, верхняя подсвита (базальты, андезито-базальты, их туфы, реже гравелиты, песчаники, алевролиты); 2 – то же, нижняя подсвита (туфы основного, среднего, реже умеренного кислого состава, песчаники и алевролиты); 3 – марковская свита (песчаники, алевролиты); 4 – эоценовые субвулканические массивы и дайки (дациты, андезито-дациты); 5 – то же, базальты, андезито-базальты, долериты); 6 – руины вулканических построек; 7 – вулканические жерловины; 8 – периферические дуговые разломы тектоно-магматогенных кольцевых систем: *a* – положительных, *б* – отрицательных; 9 – дуговые разломы отдельных кольцевых структур: *a* – куполов, *б* – кальдер; 10 – прочие прямолинейные и дуговые разломы; 11 – геологические границы; 12 – места находок фауны; 13 – наклонное залегание слоев, потоков

Маастрихт-датская базальтовая формация развита в южной, краевой части мезозойского континента, где она залегает в грабенах северо-восточного простирания, реже в грабенах дуговой формы, несогласно пересекающих структуры Охотско-Чукотского пояса. Мощность формации колеблется в больших пределах, не превышая 900 м.

Базальтовая формация обладает слабой дифференцированностью: 80 % ее объема принадлежит базальтам и андезито-базальтам, образующим потоки мощностью до 60 м. Андезиты составляют около 10–15 %, а разности кислого состава единичны и обычно представлены экструзивными куполами и линзовидными субвулканическими телами. Накопление базальтовой формации связано с мощными истечениями лав в результате действия щитовых вулканов; объединяясь, они образовали обшир-

Средний химический состав (в %) и характерные величины
Корякско-Камчатской тектонической области и прилегающих

Компоненты и характе- ристики	1 (44)	2 (41)	3 (23)	4 (17)	5 (3)	6 (18)	7 (20)	8 (6)
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	52,00	56,70	61,16	52,40	56,20	50,67	55,83	60,13
TiO ₂	1,44	1,26	1,08	1,71	1,18	1,50	1,03	0,80
Al ₂ O ₃	17,80	16,60	16,20	16,80	17,20	16,76	17,73	17,22
Fe ₂ O ₃	5,50	5,80	5,20	6,97	7,30	5,11	4,00	3,00
FeO	5,62	4,00	2,60	4,87	2,34	4,83	3,93	3,22
MnO	0,18	0,18	0,18	0,19	0,14	0,16	0,13	0,09
MgO	3,97	3,08	1,89	4,00	3,42	6,85	4,24	3,00
CaO	8,80	6,15	4,48	7,97	5,55	8,22	7,15	5,32
Na ₂ O	3,60	4,51	5,00	3,56	4,30	3,47	3,64	3,78
K ₂ O	1,11	1,72	2,16	1,44	2,27	1,48	1,51	2,42
P ₂ O ₅						0,50	0,46	0,28
ap						1,4	1,4	0,7
i l	2,7	2,4	2,1	3,2	2,3	2,9	2,0	1,5
mt	7,9	8,3	5,8	10,2	4,2	7,4	5,8	4,4
hm			1,3		4,5			
or	6,1	10,0	12,8	8,4	13,4	8,9	8,9	13,9
ab	30,4	38,3	42,5	30,4	36,2	29,4	30,4	32,0
an	29,2	20,0	15,3	25,6	21,1	25,9	27,8	23,1
di	{wo	6,0	4,5	2,9	5,9	2,8	4,6	1,7
	{en	4,1	3,6	2,5	4,8	2,4	3,6	1,3
	{fs	1,5	0,4		0,4	0,5	0,3	0,1
ol	{fo					0,6		
	{fa							
hi	{en	5,8	4,1	2,2	5,1	6,0	12,7	9,1
	{fs	2,4	0,5		0,4		2,0	2,0
Q	3,4	7,9	12,8	5,7	7,1		8,9	13,5
C								
K ₂ O + Na ₂ O	4,71	6,23	7,16	5,00	6,57	4,95	5,15	6,20
K ₂ O/Na ₂ O	0,31	0,38	0,43	0,40	0,53	0,42	0,41	0,64
F	73,69	76,09	80,5	74,75	73,81	59,20	65,16	67,46
0,9Fe ₂ O ₃ + + FeO	10,57	9,22	7,28	11,14	8,91	9,43	7,53	5,92
f	2,66	2,99	3,85	2,79	2,60	1,38	1,78	1,97
S1	20,0	16,1	11,2	19,2	17,4	31,5	24,5	19,5
G	2,46	2,83	2,82	2,64	3,27	3,19	2,07	2,24

позднемиловых и кайнозойских вулканогенных пород
участков Верхояно-Чукотской тектонической области

9 (4)	10 (2)	11 (2)	12 (4)	13 (11)	14 (11)	15 (32)	16 (25)	17 (8)
10	11	12	13	14	15	16	17	18
63,52	69,28	73,54	50,04	55,18	59,21	50,28	56,05	61,06
0,53	0,49	0,28	1,46	1,18	0,77	1,80	1,03	0,83
16,88	15,23	14,65	17,45	17,31	15,98	16,81	17,45	17,44
3,11	2,14	1,41	4,88	4,33	2,26	4,47	3,84	2,73
2,53	1,19	0,54	5,62	3,89	4,38	6,14	4,16	3,02
0,09	0,06	0,04	0,19	0,12	0,10	0,15	0,13	0,10
2,15	0,80	0,50	6,05	4,54	5,55	6,76	4,46	3,39
4,01	2,46	1,55	8,70	7,11	6,62	8,46	7,20	5,71
4,03	4,25	3,97	2,94	3,70	3,60	3,42	3,87	3,90
2,80	2,64	3,21	2,20	2,26	1,34	1,66	1,63	1,74
0,22	0,13	0,13	0,45	0,30	0,15	0,06	0,30	0,07
0,3	0,3	0,3	1,07	0,67	0,36	0,3	0,7	0,3
0,9	0,9	0,6	2,77	2,28	1,46	3,5	2,0	1,5
4,4	2,8	0,7	7,08	6,25	3,28	6,5	5,6	3,9
	0,2	1,0						
16,7	15,6	18,9	13,0	13,36	7,92	10,0	9,5	10,0
34,1	36,2	34,1	24,87	31,46	30,45	28,8	32,5	33,0
18,9	11,7	7,2	27,92	23,92	23,49	25,6	25,9	25,0
			5,14	3,95	3,50	6,5	3,2	1,1
			3,66	3,01	2,36	4,6	2,3	0,8
			1,03	0,53	0,87	1,3	0,7	0,1
			2,16			5,1		
			0,67			1,6		
5,5	2,0	1,2	8,32	8,23	11,46	4,9	8,7	7,6
2,0	1,5		2,33	1,19	4,21	1,3	2,2	2,0
17,1	28,1	34,0		5,05	10,62		6,8	14,5
0,1	1,0	1,9						
6,83	6,89	7,18	5,14	5,96	4,94	5,08	5,50	5,64
0,69	0,62	0,81	0,75	0,61	0,37	0,48	0,42	0,45
72,60	80,63	79,59	63,44	64,40	54,47	61,08	64,20	62,9
5,33	3,12	1,81	10,01	7,79	6,41	10,16	7,62	5,49
2,48	3,90	3,62	1,65	1,72	1,15	1,50	1,71	1,62
14,7	7,3	5,2	27,9	19,98	32,40	30,1	24,8	22,9
2,27	1,80	1,69	3,75	2,92	1,51	3,54	2,32	1,76

Компоненты и характе- ристики	18 (9)	19 (16)	20 (19)	21 (10)	22 (58)	23 (25)	24 (61)	25 (24)	
	19	20	21	22	23	24	25	26	
SiO ₂	74,18	49,91	55,62	60,23	61,81	64,87	67,16	70,65	
TiO ₂	0,20	1,50	1,09	0,66	0,80	0,76	0,64	0,41	
Al ₂ O ₃	14,02	17,21	17,38	17,65	16,49	15,58	15,84	14,97	
Fe ₂ O ₃	1,40	5,21	3,30	3,09	2,76	2,48	2,84	1,91	
FeO	0,96	4,88	5,45	2,71	3,83	3,37	2,20	2,10	
MnO	0,06	0,16	0,17	0,11	0,11	0,09	0,07	0,04	
MgO	0,39	7,21	3,92	3,27	3,58	2,73	1,66	0,82	
CaO	1,67	8,70	7,58	5,87	5,87	4,92	3,85	2,76	
Na ₂ O	3,49	3,63	3,97	4,21	2,95	2,81	3,32	3,44	
K ₂ O	3,62	1,09	1,29	1,18	1,56	2,34	2,19	2,70	
P ₂ O ₅		0,48	0,23		0,2		0,17	0,16	
ap		1,3	0,3						
il		2,9	2,1	1,1	1,5	1,5	1,2	0,8	
mt		7,6	4,9	4,4	3,9	3,7	3,9	2,8	
hm									
or		6,7	7,8	7,2	9,5	13,4	12,8	16,1	
ab		30,9	33,6	35,6	25,2	23,6	27,8	28,8	
an		27,3	25,9	25,9	27,0	23,4	19,5	13,9	
di	{	wo	5,1	4,5	1,3	0,9	0,4		
		en	4,0	2,6	1,0	9,6	0,2		
		fs	0,5	1,7	0,1	0,3	0,1		
ol	{	fo	4,1						
		fa	0,6						
		en	8,1	7,1	7,1	8,3	6,5	4,2	2,0
hi	{	en	1,1	4,0	1,6	3,3	2,8	0,9	1,6
		fs							
Q			5,6	13,6	19,3	24,1	28,5	32,5	
C							0,9	1,3	
K ₂ O + Na ₂ O		4,72	5,26	5,39	4,51	5,15	5,51	6,14	
K ₂ O/Na ₂ O		0,30	0,32	0,28	0,53	0,83	0,66	0,78	
F		58,3	69,1	64,0	64,8	68,18	75,22	83,02	
0,9Fe ₂ O ₃ + + FeO		9,57	8,42	5,49	6,31	5,60	4,76	3,82	
f		1,33	2,15	1,68	1,76	2,05	2,87	4,66	
Sl		32,7	21,9	22,6	24,4	19,9	13,6	7,5	
G		3,22	2,19	1,69	1,08	1,21	1,26	1,36	

26 (54)	27 (2)	28 (12)	29 (11)	30 (22)	31 (73)	32 (27)	33 (87)	34 (16)	35 (7)
28	29	30	31	32	33	34	35	36	37
76,48	51,62	56,64	51,26	55,83	60,99	62,95	65,82	69,75	72,65
0,17	1,15	0,85	1,40	0,94	0,69	0,61	0,53	0,39	0,26
13,06	16,78	17,03	16,99	17,61	17,80	17,61	16,88	16,45	16,28
0,97	4,12	3,70	3,30	3,60	3,09	3,18	2,99	2,06	1,10
1,23	5,36	4,27	6,21	4,29	2,66	1,84	1,63	0,90	0,93
0,03	0,16	0,15	0,18	0,15	0,11	0,10	0,11	0,05	0,06
0,36	8,31	5,04	7,37	5,52	3,56	2,66	1,72	0,69	0,61
1,19	8,07	8,08	8,95	6,70	5,94	5,37	4,25	3,04	2,54
2,82	3,73	3,04	3,52	4,15	4,15	4,19	4,31	4,59	3,87
3,65	0,66	1,15	0,58	1,06	1,28	1,36	1,59	1,94	1,63
			0,22	0,15	0,15	0,16	0,16	0,11	0,08
			0,34	0,34	0,34	0,34	0,34	0,3	0,34
0,5	2,3	1,5	2,73	1,67	1,37	1,21	0,91	0,8	0,61
1,4	6,0	5,3	4,86	5,33	4,40	4,17	3,94	1,9	1,62
						0,32	0,32	0,8	
21,7	3,9	7,2	3,34	6,68	7,79	8,35	9,46	11,1	9,46
23,6	31,5	25,2	29,36	35,65	35,13	35,65	36,18	38,8	33,03
5,8	27,3	29,5	29,21	25,87	26,15	25,03	20,30	14,2	11,68
	5,3	4,4	6,04	2,79	0,93	0,35			
	3,9	3,3	4,12	2,01	0,70	0,30			
	0,9	0,7	1,45	0,53	0,13				
	3,4		1,27						
	0,8		0,61						
1,0	12,0	9,1	12,25	11,64	8,13	6,32	4,22	1,7	1,51
1,1	2,9	3,2	4,49	3,30	1,06				0,26
42,6		10,4		4,44	14,23	18,0	23,4	28,8	37,8
2,4							0,71	1,7	5,50
6,47	4,39	4,19	4,10	5,21	5,43	5,55	5,90	6,53	0,42
1,29	0,18	0,38	0,16	0,26	0,31	0,32	0,37	0,42	76,89
85,94	53,29	61,26	56,34	58,84	61,76	65,26	72,87	81,10	1,92
2,10	9,07	7,60	9,18	7,53	5,44	4,70	4,32	2,75	3,15
5,83	1,09	1,51	1,25	1,36	1,53	1,77	2,51	3,99	7,5
4,0	37,5	29,3	35,1	29,6	27,2	20,1	14,0	8,8	1,02
1,25	2,24	1,29	2,04	3,06	1,64	1,54	1,53	1,59	

Вулканические формации участков рифтогенеза. 1-11 – маастрихт-датская базальтовая формация: 1–5 – атвувеемская свита и ее аналоги (1 – базальты, 2 – андезито-базальты, 3 – андезиты, 4 – базальты, 5 – андезито-базальты); 6–11 – энмываамская свита в бассейнах рек Юрумкувеем и Энмываам, с использованием данных В.И. Чубарова, 1978 г. (6 – базальты, 7 – андезито-базальты, 8 – андезиты, 9 – дациты, 10 – риодациты, 11 – риолиты); 12–21 – бимодальная ассоциация палеоцена – эоцена (евдырвеемская, танюрерская свиты и их аналоги): 12–14 – бассейн р. Туромчи, по данным М.Н. Захарова, В.А. Легейдо, 1976 г.) (12 – базальты, 13 – андезито-базальты, 14 – андезиты); 15–18 – бассейны рек Оклана, Пеледона, Танюрера (15 – базальты, 16 – андезито-базальты, 17 – андезиты, 18 – риолиты, Б.В. Филимонов, 1972 г.); 19–21 – бассейн рек Мургаля, Майна, Таляина, с использованием данных В.А. Фараджева, 1972 г., В.П. Зинкевича, 1980 г. и др. (19 – базальты, 20 – андезито-базальты, 21 – андезиты) вулканические формации Камчатско-Корякского пояса: 22–26 – риолит-дацитовая формация эоцена – олигоцена, велолыньская свита и ее аналоги, с использованием данных Н.П. Митрофанова, 1977 г. и др. (22 – андезиты, 23 – андезито-дациты, 24 – дациты, 25 – риодациты, 26 – риолиты); 27–35 – базальт-андезит-дацитовая формация олигоцена – миоцена; 27–28 – велолыньская свита, по данным Н.П. Митрофанова, 1977 г. и др. (27 – базальты, 28 – андезито-базальты); 29–35 – автоваамская, русскогорская, элекайская, леснинская свиты и их аналоги, с использованием данных В.П. Зинкевича, 1980 г. и др. (29 – базальты, 30 – андезито-базальты, 31 – андезиты, 32 – андезито-дациты, 33 – дациты, 34 – риодациты, 35 – риолиты)

Примечание. Цифры в скобках после номера образца обозначают количество анализов.

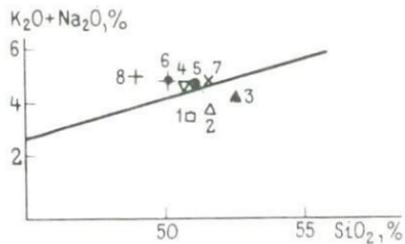
ное лавовое плато, ныне разбитое на ряд блоков. Пирокластические породы составляют не более 15–20% объема формации.

Судя по классификации Иодера и Тилли, базальты этой формации относятся к кварцевым толеитам: в их нормативном составе присутствуют кварц, диопсид и гиперстен (см. рис. 9), а оливин встречается лишь в единичных случаях. Базальты рассматриваемой формации – лейкократовые, пересыщенные SiO_2 , маломagneзиальные и высокоглиноземистые породы с довольно высоким содержанием железа (табл. 5); величина FeO^*/MgO составляет в них 2,60. На диаграмме АГМ тренд дифференциации базальтовой формации располагается вблизи тренда островодужных толеитов [53], хотя накопление железа на начальных стадиях дифференциации отсутствует.

Таким образом, в целом породы базальтовой формации по содержанию железа и магния и их соотношению наиболее близки к образованиям толеитовой серии. В поле толеитовой серии их фигуративные точки попадают также на диаграммах $\text{FeO}^* - f$ и $\text{SiO}_2 - f$ (см. рис. 10). Свообразием этих вулканитов, отличающим их от пород толеитовой серии, являются повышенная глиноземистость и щелочность. Фигуративные точки средних составов базальтовой формации тяготеют к тренду дифференциации щелочных вулканогенных образований Гавайских островов. Кроме того, на диаграмме Макдональда и Кацуры (рис. 24) фигуративные точки базальтов рассматриваемой формации располагаются в поле щелочных пород (правда, вблизи границы раздела щелочных и нещелочных пород).

Рис. 24. Корреляция содержаний щелочей и кремнезема в базальтах вулканогенных формаций позднего мезозоя – раннего кайнозоя северо-запада Тихоокеанского кольца.

Вулканогенные формации: 1 – андезит-базальтовая поздней юры – неокома Удско-Мургальского пояса; 2–4 – базальт-андезитовая альба-туруна Охотско-Чукотского пояса (2 – базальты низкой калиености, 3 – базальты умеренной калиености, 4 – базальты повышенной калиености); 5–6 – зон континентального рифтогенеза (5 – базальтовая маастрихта – дания, 6 – щелочнобазальтовая палеоцена – эоцена); 7 – базальт-андезит-дацитовая олигоцена – раннего миоцена Камчатско-Корякского пояса, 8 – базальты континентальных рифтов (вулкан Малый Ален [43]).



Отмечена высокая скорость накопления калия и натрия в процессе дифференциации расплава. В нормативном составе базальтов повышенная щелочность выражается в высоком содержании ортоклаза и альбита (см. рис. 9). Однако сериальный индекс Ритмана средних – основных пород чуть более 3; в них содержится умеренное количество калия, а величина отношения K_2O/Na_2O составляет всего 0,32, определяя натровую их специфику.

В модальном составе средних – основных пород во вкрапленниках присутствуют пироксены (авгит, титан-авгит, реже гиперстен, энстатит), в базальтах изредка встречаются единичные вкрапленники оливина. Характерно, что в базальтах наряду с преобладающим вулканическим стеклом основного состава всегда присутствует в виде тонкой пленки кислое вулканическое стекло, превращенное в микрофельзитовый кварц-полевошпатовый агрегат.

Немногочисленные разности кислого состава, являющиеся, вероятно, продуктом дифференциации мантийных расплавов (см. рис. 10) и представленные чаще всего линзовидными субвулканическими телами (рис. 25), обладают обычно умеренной щелочностью (см. табл. 5). Однако в отдельных случаях уровень щелочности повышен (более 8,5%), равно как возрастает и величина сериального индекса Ритмана (более 4). Ниже приведен средний химический состав трахидацитов, объединяющий результаты двух анализов (в %): SiO_2 65,30; TiO_2 0,91; Al_2O_3 15,42; Fe_2O_3 4,34; FeO 1,46; MnO 0,13; MgO 0,90; CaO 2,58; Na_2O 5,47; K_2O 3,24; P_2O_5 0,25.

В геохимическом отношении базальты позднемеловой формации характеризуются обогащением Rb, Sr, Ba, Zr, а также Y, Ni, Co, Cr, что резко отличает их от образований вулканогенных поясов, как островодужных, так и окраинно-континентальных [49, 52, 53]. Обогащение литофильными элементами сказывается и в высокой величине $Zr/Y = 5,7$, тогда как $Ti/Zr = 33$. Величина Ni/Co составляет 1,8.

Таким образом, в целом для пород маастрихт-датской базальтовой формации характерны, с одной стороны, черты пород толеитовой се-

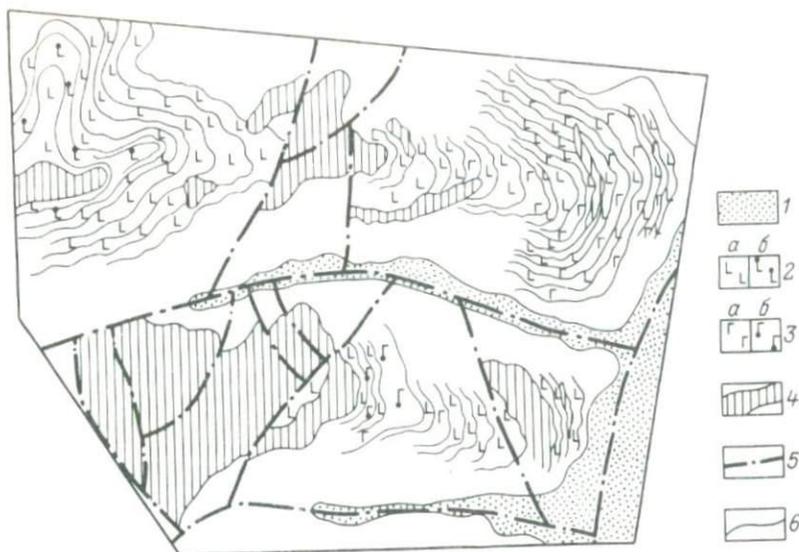


Рис. 25. Характер залегания субвулканических тел трахидацитов и трахириолитов в базальтовой формации позднего мела (бассейн р. Мургаля).

1 – четвертичные отложения; 2–3 – базальтовая формация: 2 – базальты (а – массивные, б – миндалекаменные), 3 – андезито-базальты (а – массивные, б – миндалекаменные), 4 – субвулканические тела трахитов и трахириолитов; 5 – разломы; 6 – геологические границы

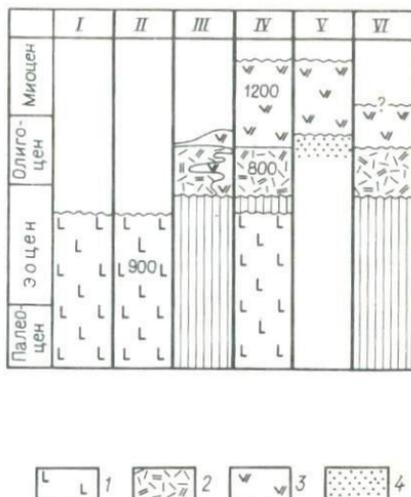
рии, а с другой – обогащение литофильными элементами, что сближает их с внутриплитовыми магматическими образованиями.

Нами были послойно опробованы многие вулканические постройки базальтовой формации, в результате чего выяснился их близкий химический состав, что указывает на связь с едиными глубинными магматическими источниками; периферические очаги при накоплении рассматриваемой формации не образовывались. Обнаруживается зональность в распределении пород этой формации: в базальтах и андезито-базальтах в глубь мезозойского континента увеличиваются содержание калия, общая щелочность, магнезиальность, а в базальтах и титанистость (т.е. возрастают основность и щелочность пород), что, возможно, отражает латеральную неоднородность мантии.

Палеоцен-эоценовая щелочнобазальтовая формация (рис. 26) характеризуется весьма низкой степенью дифференциации: на долю базальтов и андезито-базальтов приходится около 90 % ее объема, а остальной объем принадлежит вулканитам среднего и кислого состава. Преобладающие в этой формации базальты содержат нормативный оливин и гиперстен и лишены как кварца, так и нефелина (см. рис. 9). Многими исследователями подчеркивается неоднородность классификационной позиции подобных базальтов, которые в "базальтовом тетраэдре" Йодера и Тилли размещаются в области, отделяющей щелочные базальты с оливином и нефелином от толеитовых и известково-щелочных базальтов с норма-

Рис. 26. Вулканические формации Камчатско-Корякского пояса и прилегающих территорий.

Вулканические формации: 1 — щелочнобазальтовая палеоцен-эоцена; 2 — риолит-дацитовая позднего эоцена-олигоцена, 3 — базальт-андезит-дацитовая олигоцена — раннего миоцена. 4 — морские терригенные и олистостромо-терригенные формации. Цифрами над колонками обозначены вулканические поля: I — Пенжинско-Анадырское, Танюерское; II — Окланское, Мургалское, Русскогорское; III — Велолыкское; IV — Рарыткинское, Ламутское, Красноозерское, Леснинское; V — Автоваамское, Восточноокланское, Знычаваямское, Тыхляваямское, Правооловкинское, Левомайнское; VI — Парханайское, Элекайское



тивным кварцем. Для решения вопроса о принадлежности базальтов с оливином и гиперстеном к определенной магматической серии обычно используются дополнительные критерии [52]. Одним из них является диаграмма соотношения щелочи — кремнезем, на которой фигуративные точки палеоцен — эоценовых базальтов располагаются в поле щелочных пород (см. рис. 24), что позволяет относить их к щелочно-базальтовой серии. В целом базальты рассматриваемой формации обогащены щелочами, калием, титаном, магнием, имеют пониженные концентрации железа; величина FeO^*/MgO в них не превышает 1,5. Несмотря на обогащение калием, содержанием натрия значительно ниже, в связи с чем величина отношения K_2O/Na_2O составляет 0,42.

Модальный состав базальтов и долеритов палеоцен-эоценовой формации довольно однообразен. Во вкрапленниках они содержат оливин (хризолит, хризолит-гиалосидерит, гиалосидерит), пироксены (авгит, титаноавгит, пижонит-авгит, энстатит) и плагиоклазы (лабрадор, битовнит). Безоливиновые разновидности единичны. Структуры основной массы базальтов и андезито-базальтов толеитовая, долеритовая, участками пойкилоофитовая. В основной массе среди цветных минералов присутствует и оливин. Вулканическое стекло изотропно и лишь местами превращено в мелкочешуйчатый хлоритовый агрегат с обильной рудной пылью; стекло кислого состава в этих породах (в отличие от маастрихт-датских базальтоидов) отсутствует.

В геохимическом отношении для палеоцен-эоценовых базальтоидов характерны высокие концентрации Sr, Ba, Zn, что сближает их с породами континентальных рифтов, хотя содержание Rb в них слишком низкое. Об обогащении литофильными элементами свидетельствуют высокая величина Zr/Y (8,7) и сравнительно низкая Ti/Zr (40). Величина Ni/Co возрастает до 2,7.

Выше уже отмечалось, что щелочнобазальтовая формация сопровож-

дается небольшим объемом вулканитов среднего и кислого состава повышенной щелочности, которые образуют с ними контрастную ассоциацию (рис. 27). При формальном подходе исходя из наличия андезитов, казалось бы, не следует говорить о бимодальности этой ассоциации. Однако группа палеогеновых пород от андезитов до риолитов по химическим свойствам не образует комплементарный ряд с базальтами и андезито-базальтами, что выражается, например, в отсутствии единого тренда дифференциации (см. рис. 10). Эти данные позволяют предполагать различные магматические источники для вулканитов основного состава, с одной стороны, и группировок пород среднего – кислого состава – с другой. Если первые из них имеют, несомненно, мантийный генезис, то вторые (андезиты – риолиты повышенной щелочности), возможно, являются следствием коровых выделок, тем более что они известны только в пределах мощной мезозойской континентальной коры. Обра-

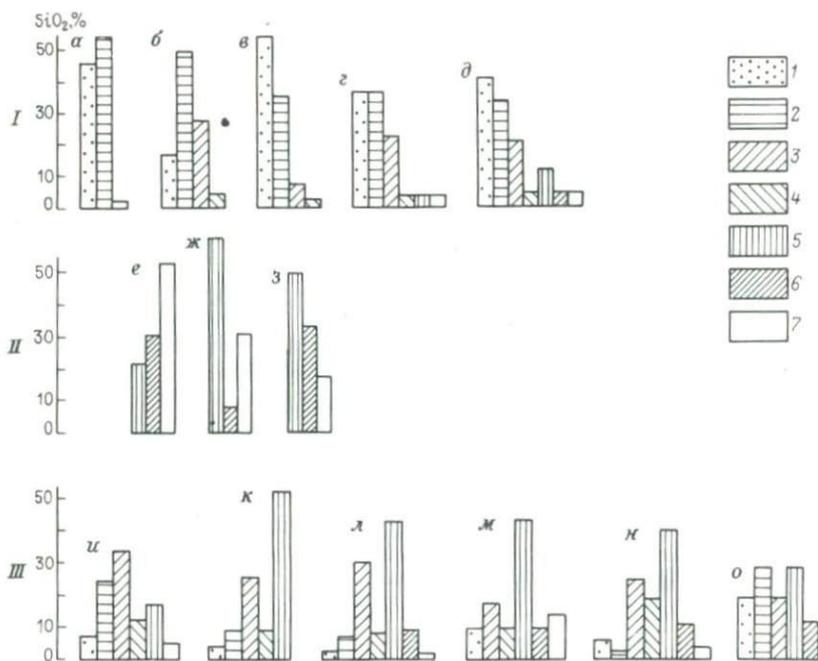


Рис. 27. Распределение вулканитов палеоген-неогеновых формаций по содержанию кремнезема.

I – бимодальная ассоциация (включая щелочнобазальтовую формацию) палеоген – эоцена; *II* – риолит-дацитовая формация позднего эоцена – олигоцена; *III* – базальт-андезит-дацитовая формация олигоцена – миоцена. (Поля: *a* – Пенжинско-Анадырское, *б* – Окланское, *в* – Мургалское, *г* – Русскогорское, *д* – Таниорерское, *e* – Велодныкское, *ж* – Парханайское, *з* – Рарыткинское); *и* – Восточноокланское, *к* – Правоорловкинское, *л* – Автоваамское, *м* – Алганское, *н* – Элейкайское, *о* – Леснинское). Состав пород: 1 – базальты, 2 – андезито-базальты, 3 – андезиты, 4 – андезито-дациты, 5 – дациты, 6 – риодациты, 7 – риолиты

зования кислого и умеренно кислого состава слагают, как правило, субпластовые и штокообразные субвулканические тела, характеризующиеся повышенным количеством K_2O и суммы щелочей, высокой величиной K/Na и резким снижением содержаний MgO , FeO^* и CaO .

В целом щелочнобазальтовая формация палеоцена — эоцена несколько меняет свой характер при движении в сторону Тихого океана. В краевой части мезозойского континента накопление формации было связано с трещинными излияниями лав основного состава; здесь их сопровождают вулканы и умеренно кислого состава, образующие совместно с базальтоидами контрастную ассоциацию. В пределах коры переходного типа в северной части Корякско-Камчатской тектонической области признаки контрастности, как правило, проявлены слабее; здесь возрастает роль андезито-базальтов и пирокластических образований (последние до 30 % объема). В Окланско-Пенжинском и Русскогорском ареалах реконструированы обширные щитовидные вулканы, формировавшиеся в две стадии: на первой из них преобладали эксплозии, завершившиеся затем излиянием лав основного состава.

Отмеченная выше изменчивость пород щелочнобазальтовой формации в направлении от древнего мезозойского континента в сторону Тихого океана находит отражение в их химизме. Базальты наиболее удаленной от океана части рассматриваемой формации характеризуются повышенными концентрациями титана, щелочей (натрия, калия) и пониженным содержанием магния. В их нормативном составе самое высокое содержание ортоклаза и оливина, что согласуется и с модальным составом породы; в единичных случаях (например, в Пеледонском ареале) отмечено присутствие нормативного нефелина. В ареалах, располагающихся юго-восточнее, ближе к Тихому океану (ареалы Пенжинского прогиба, хр. Рарыткин, бассейна р. Ламутской), щелочнобазальтовая формация характеризуется несколько большей дифференцированностью, что выражается в увеличении объема андезито-базальтов. Отмеченные тенденции латеральных вариаций химизма палеоцен-эоценовых базальтоидов в общих чертах аналогичны таковым, проявленным в маастрихт-датских образованиях.

Что касается химизма нерасчлененных позднемиоценовых — раннекайнозойских базальтоидов, образующих небольшие ареалы в прибрежной части Берингова моря (ареалы 7а и 7б на рис. 21), то, по данным С.Г. Бялбжеского, В.Н. Григорьева и их коллег, здесь присутствуют две группы пород. Одна из них, составляющая 60 % всех проанализированных образцов, обладает повышенной щелочностью и, по мнению названных геологов, принадлежит щелочной оливин-базальтовой серии (однако нормативный нефелин в них отсутствует, а содержание K_2O в базальтах составляет 1,60 %; это существенно натровые породы с резким преобладанием натрия над калием). Вторая группа базальтоидов отнесена авторами к толеитовой серии. Таким образом, в целом обе эти группы соответствуют двум рассмотренным выше базальтоидным формациям.

Маастрихт-эоценовые базальтоидные формации сопровождаются габбро-монцитовой формацией, наиболее крупные и многочисленные

массивы которой (Кавралянский, Сайбиновский, Ольховкинский, Воронцовский, Авдеевский, Серовский и др.) располагаются в бассейнах рек Анадырь, Танюер и Канчалан. В этих массивах преобладают диориты, монцониты, монцодиориты, присутствуют также габбро, габбро-диориты, гранодиориты и граниты. Становление массивов рассматриваемого интрузивного комплекса происходило в самом конце мелового периода и в начале палеогенового, что определяется на основании геологических и геохронологических данных. Эти массивы прорывают все образования Охотско-Чукотского пояса; известны их интрузивные контакты с образованиями, входящими в состав маастрихт-эоценовых базальтоидов (например, с тополевской свитой в бассейне р. Анадырь).

Таким образом, массивы габбро-монцонитовой формации образовались после формирования Охотско-Чукотского пояса, являясь синхронными маастрихт-эоценовыми базальтоидами. Об этом свидетельствуют и имеющиеся данные по абсолютному возрасту интрузивных пород (Э.Б. Невретдинов): семь измерений показали интервал 63–56 млн. лет, три – 66–69 млн. лет и одно – 73 млн. лет.

Следует сказать, что из анализа материалов по интрузивным образованиям Северо-Востока СССР вытекает целесообразность отказа от использования термина "кавралянский интрузивный комплекс", поскольку к этому комплексу относят совершенно различные по генетической природе и тектоническому положению массивы, входящие как в формацию субщелочных гранитов (комагматичных выше охарактеризованной позднемеловой дацитовой формации), так и в рассматриваемую габбро-монцонитовую формацию.

Особенностью минерального состава пород габбро-монцонитовой формации является совместное присутствие лабрадора, калиевого полевого шпата, авгита и кварца, а также высокое содержание магнетита (Э.Б. Невретдинов). По повышенному содержанию щелочей и пониженным количествам магния этот комплекс наиболее близок породам маастрихт-датской базальтовой формации.

Анализ данных по изучению потоков рассеяния элементов (А.Б. Матвеев и др.) в пределах массивов рассматриваемой формации, расположенных в бассейне р. Канчалан, указывает на обогащенность интрузий Ni, Co, Cr, Zn, Pb, Mn, что резко отличает эти породы, имеющие вероятно, мантийный генезис, от коровых субщелочных гранитоидов, комагматичных дацитовой формации. Кроме того, нами установлено, что маастрихт-эоценовые массивы гранитоидов бассейна р. Канчалан от меловых гранитов дацитовой формации отличаются пониженным содержанием кремнезема, повышенными количествами TiO_2 , MnO, MgO, CaO и меньшими — Na_2O , K_2O и Zr.

Крупные, хорошо вскрытые в левобережье р. Анадыря массивы рассматриваемой формации, детально изученные в последнее время в ходе крупномасштабных съемочных работ (А.С. Бочкарев, Э.Б. Невретдинов и др.), обладают рудной специализацией, свойственной мантийным образованиям. Они обогащены Cu, Pb, Zn, местами Co и несут медно-порфировое оруденение. Интересно отметить, что на участках развития

интрузий габбро-монцитовой формации иногда отмечается присутствие Sn, Mo, W, что, возможно, отражает влияние мощной дорифейской континентальной коры, в пределах которой осуществлялось становление указанного интрузивного комплекса.

ПОЗДНЕЗОЦЕНОВЫЙ-РАННЕМИОЦЕНОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ. КАМЧАТСКО-КОРЯКСКИЙ ВУЛКАНОГЕННЫЙ ПОЯС

Камчатско-Корякский пояс состоит из двух сегментов: слабо обнаженного Западно-Камчатского (Кинкильского) эоценового и Корякского позднеэоценового — раннемиоценового, который и рассматривается в данном разделе. Среди позднеэоценово-раннемиоценовых вулкано-генных образований выделяются породы двух стратиграфических интервалов: позднего эоцена — олигоцена и олигоцена — раннего миоцена.

Корреляция стратиграфических разрезов. К *позднеэоценово-олигоценовому интервалу* относятся вулканы преимущественно кислого состава — риолиты, риодациты, дациты, реже андезиты-дациты, андезиты и андезиты-базальты, образующие четыре поля — Велолныкское, Парханайское, Ламутское и Красноозерское (см. рис. 21). Первое из них сложено одноименной свитой (рис. 28), в которой А.И. Поздеев выделил три подсвиты, нижнюю и верхнюю из вулканитов кислого состава среднюю — из породы среднего — основного состава. Нижнюю подсвиту Н.П. Митрофанов отнес к субвулканическим образованиям. Подавляющая часть определений абсолютного возраста велолныкской свиты 60—30 млн. лет. На восточном продолжении велолныкского поля, где Э.С. Алексеевым отмечено преобладание вулканитов кислого состава, Б.М. Полуниным в нижней части обнаружены *Alnus schmalhauseni* Grub., *Platanus* sp., *Lelxova* sp., *Syracites*, которые М.А. Ахметьев с некоторой долей условности отнес к олигоцену. Наиболее вероятно позднеэоценовый — олигоценовый возраст велолныкской свиты.

В северо-восточной части Корякского нагорья (в верховьях р. Ламутской и Элекайских горах, см. рис. 27) с велолныкской свитой коррелируются вулканиты кислого состава, которые на основании специфики химизма выделены нами из состава элекайской толщи, откартированной здесь В.П. Зинкевичем и А.И. Петровым (к элекайской толще, с нашей точки зрения, следует относить лишь верхнюю, несогласно залегающую часть вулканитов, рассмотренную ниже).

Велолныкская свита в Элекайских горах представлена преимущественно игнимбритами, а в горах Парханай имеет двухчленное строение: нижняя часть (400 м) распространена локально и представлена крупнопорфировыми дацитами, верхняя (300 м) образована порфирокластическими и кристаллокластическими игнимбритами кислого состава. Северо-восточнее, в верховьях р. Ламутской, толща кислого состава начинается с бомбовых туфов кислого состава мощностью 100—150 м, перекрывающихся пачкой (100—120 м) риолитов и игнимбритов; венчается разрез потоками дацитов и риодацитов. Подобное двухчленное строение кислой толщи отмечается А.П. Преловским и восточнее, в верховьях р. Киичан.

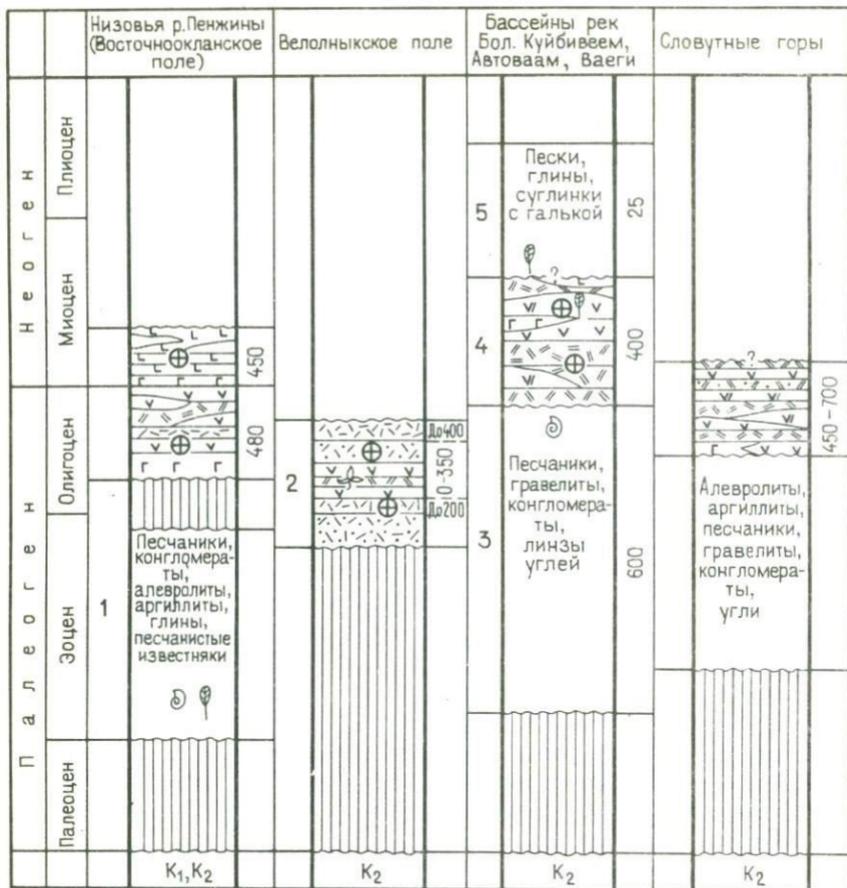
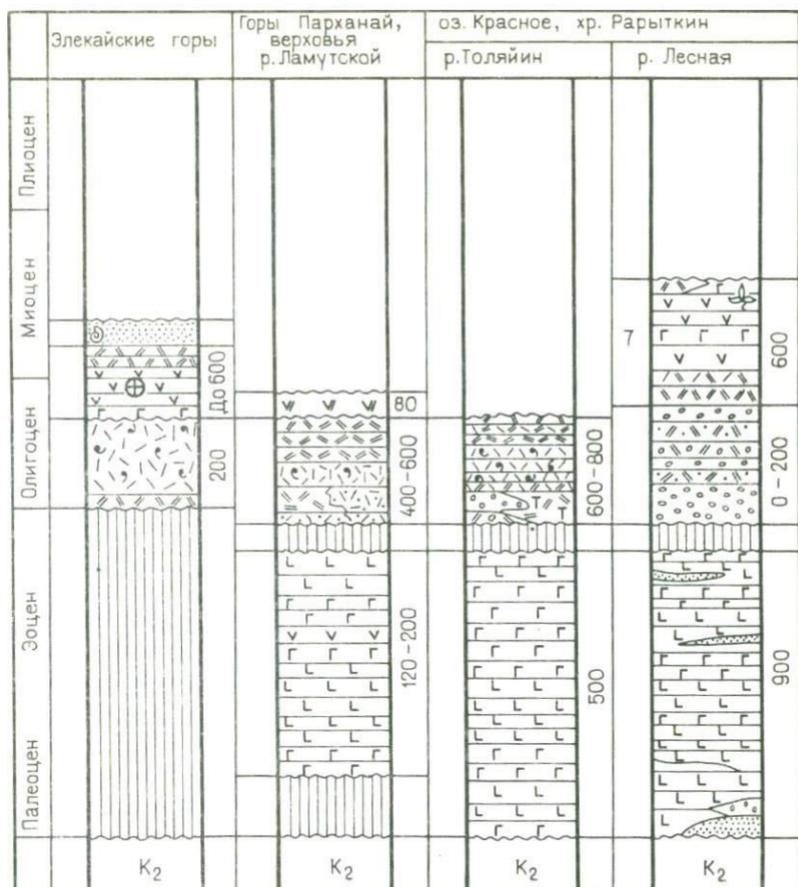


Рис. 28. Стратиграфические разрезы кайнозойских вулканогенных образований. Условные обозначения даны на рис. 12. Цифры в колонках обозначают свиты и толщи: 3 – толяйинская, 4 – автоваамская, 5 – гититваамская, 6 – элекайская, 7 – леснинская

Широкое распространение рассматриваемая толща имеет в районе оз. Красное и на хр. Рарыткин (см. Красноозерский ареал на рис. 21). Здесь в бассейне р. Толяйин она несогласно перекрывает палеогеновые базальтоиды и имеет в основании пачку (80–100 м) чередующихся туффов, туфов дацитового состава, конгломератов и потоков тонкофлюидальных дацитов, риодацитов, реже риолитов. Выше залегает пачка (180 м) потоков игнимбритов и с крупными вкрапленниками мориона, венчающаяся смоляно-черными гиалоигнимбритами. На игнимбритах размещаются темные, коричнево-серые линзовидно флюидальные дациты. Вблизи оз. Красное рассматриваемая толща состоит из переслаивающихся риолитов, дацитов, риодацитов. В краевой, северо-восточной части Красноозерского поля (в верховьях рек Лесной, Песчаной, Осиновой, см.



Камчатско-Коряжского пояса.

ци: 1 — ликланская, вильгельмеевская, никлекульская, 2 — велолныкская, 3 —

рис. 28) игнимбриты замещаются дацитами, туфами, туффитами, туфогенно-терригенными породами.

Позднеэоценово-олигоценый возраст рассматриваемой толщи, слагающей Парханайское, Ламутское и Красноозерское поля, установлен на основании стратиграфического ее положения — она располагается на палеоцен-эоценовых базальтоидах и перекрывается аналогами олигоцен-миоценовой элейкайской и автоваамской толщ. По данным А.И. Петрова, рассмотренные образования прорваны субвулканическими телами, возраст которых по двум анализам 35 и 46 млн. лет. Правомочность корреляции Парханайского, Ламутского и Красноозерского вулканических полей с Велолныкским подтверждается общностью их химического состава.

К олигоцен-раннемиоценовому интервалу отнесены автоваамская и элекайская толщи и их возрастные аналоги (см. рис. 28).

Наиболее надежную возрастную характеристику олигоцен-раннемиоценовые отложения получили в бассейне Автоваама, где А.А. Алексеев выделил их в автоваамскую толщу. В бассейнах рек Автоваама, Бол. Куйбивеема, Ваеги, Пальматкина эта толща образована риолитами, дацитами, андезито-дацитами, андезитами, единичными потоками базальтов и андезито-базальтов; туфы и терригенные породы редки. Позднеолигоценый — раннемиоценовый возраст автоваамской толщи принят на основании стратиграфического ее положения. В ее основании располагается агликическая толща прибрежно-морских терригенных пород, содержащая кораллы эоцена, возможно, и олигоцена, моллюски и фораминиферы олигоцена. Наиболее вероятно, как это и полагает А.А. Алексеев, эоцено-олигоценый возраст агликической толщи, хотя А.Д. Девятилова считает ее олигоценовой. Перекрывает автоваамскую толщу гитгитваамская толща, содержащая верхнемиоценовый спорово-пыльцевой комплекс. Имеются следующие величины абсолютного возраста пород автоваамской толщи (данные А.А. Алексеева, А.Б. Цукерника и А.Л. Башаркевича): 16, 17, 20, 21, 23, 23, 25, 25, 28 млн. лет. Восточнее Автоваамского поля, в верховьях р. Великой, располагается несколько останцов андезитов, андезито-базальтов, реже туфогенно-осадочных пород, в которых сотрудниками ПГО "Севостгеология" были обнаружены *Equisetum* sp., *Betula* cf. *vega*, *Alnus* sp. и др. (определение Г.Г. Филипповой). Не исключено, что эти останцы соответствуют верхней, миоценовой части автоваамской толщи. Вулканыты здесь ассоциируются с большим количеством субвулканических тел риодацитов, андезитов, диорит-порфиритов.

Севернее, в бассейне р. Майн, стратиграфические и литологические аналоги автоваамской толщи слагают ряд разобщенных полей — Левомайнское, Правоорловкинское и др. (см. рис. 21). Далее на северо-запад, в бассейне р. Кондырева, в непосредственной близости от Охотско-Чукотского пояса эти образования представлены разобщенными полями дацитов, андезито-дацитов, их туфов и туфогенно-осадочных пород.

В Пенжинском и Паропольском прогибах аналоги автоваамской толщи слагают три поля вулканитов — Восточноокланское, Эньчаываямское, Таклевзямское (см. рис. 21), изученные Л.В. Заботкиным и В.М. Калининим. Восточноокланское поле (см. рис. 28) располагается на породах ликланской серии (содержащей спорово-пыльцевой комплекс раннего — позднего эоцена), а возможно, частично и на базальтоидах палеоцена — эоцена и имеет двучленное строение. Нижняя часть разреза (до 500 м) представлена андезитами, реже андезито-базальтами, риодацитами, дацитами, андезито-дацитами с возрастом 32—25 млн. лет. Верхняя часть разреза (450 м) сложена базальтами, андезито-базальтами, их шлаками и среднеобломочными туфами, реже андезитами, андезито-дацитами и дацитами, валунниками и галечниками. Здесь имеется одно определение возраста вулканитов — 17,9 млн. лет.

Южнее, на водоразделе Бол. Упупкин — Эньчаываям Эньчаываямское поле сложено андезито-базальтами при подчиненной роли андезитов

и дацитов. Возраст андезитов этого ареала $28,4 \pm 4$ млн. лет, 37 ± 7 , 43 ± 6 , 46 ± 5 млн. лет, а базальтов 43 ± 6 млн. лет; прорывающие субвулканические тела риолитов и дацитов имеют датировку соответственно $30,5 \pm 5$, $32,2 \pm 4$ млн. лет. Возможны два варианта интерпретации этих данных: можно предположить, что в Энычавайском поле присутствуют эоценовые базальтоиды выше рассмотренной щелочнобазальтовой формации; с другой стороны, не исключено, что аналоги автоваамской толщи имеют "скользящую" нижнюю границу в интервале поздний эоцен — олигоцен. Третий, восточнее расположенный Тахлевайский ареал, занимающий западные отроги хр. Талелавтилгинан, сложен преимущественно андезитами, реже дацитами, андезито-дацитами, риодацитами и риолитами.

В северо-восточной Корякии на олигоцен-раннемиоценовом интервале размещается элекайская толща (из которой, как было показано выше, следует вычленять нижнюю толщу кремнекислых вулкаников). В таком понимании элекайская толща слагает здесь ряд разобщенных ареалов, крупнейшие из которых располагаются в Элекайских горах и в бассейне р. Лесной (см. рис. 29). Состав элекайской толщи весьма близок к автоваамской. Это андезиты, андезито-дациты и дациты; изредка отмечаются базальты, андезито-базальты, риодациты и риолиты. Возраст рассматриваемых образований, вероятнее всего, олигоцен-раннемиоценовый — подстилаясь позднемиоценовыми и палеогеновыми отложениями, они перекрываются, по данным В.П. Зинкевича, терригенными породами с фауной миоцена. Указанным исследователем получены следующие датировки возраста дацитов: 25, 27 и 34 млн. лет.

Аналоги автоваамской и элекайской толщ локально встречаются северо-восточнее, в пределах Красноозерского вулканического поля, в верховьях рек Толяйин, Осиновая, Лесная. Не исключено, что именно эту часть разреза вулканогенных пород характеризует неогеновая флора, которая собрана В.И. Волобуевой и Г.П. Тереховой в 1972 г. в водораздельной части хр. Рарыткин.

Севернее расположенное Алганское поле (см. рис. 21), по данным геологов Анадырской экспедиции, образовано коначанской толщей (андезиты, дациты, реже базальты, андезито-базальты и эффузивы кислого состава). Возраст ее принят (В.П. Зинкевич) эоцен-олигоценным, поскольку считается, что нижняя часть этой толщи фациально замещает морскую терригенную мавринскую толщу эоценового возраста. Однако данные абсолютного возраста скорее свидетельствуют об олигоцен-раннемиоценовом возрасте коначанской толщи (20, 25, 28, 31, 33, 36, 38, 39 млн. лет и только одно определение 44 млн. лет).

Вероятно, на этом же уровне располагаются андезиты, андезито-дациты и дациты с редкими потоками базальтов и андезито-базальтов, слагающие Дуговское поле, размещающееся в северо-восточной части Пенжинского прогиба (см. рис. 21).

Характеристика формаций. Вулканогенные образования Корякско-Камчатского пояса составляют две формации — позднеэоценово-олигоценную риолит-дацитовую и олигоцен-миоценовую базальт-андезит-

дацитовую (см. рис. 26). Обе формации в совокупности образуют антидромный ряд, однако на отдельных участках (например, в Велолныкском поле) небольшие объемы базальт-андезит-дацитовая формации накапливались параллельно с риолит-дацитовой или несколько ранее.

Риолит-дацитовая формация в целом отвечает объему велолныкской свиты и ее стратиграфических аналогов. Однако генетически чуждыми для рассматриваемой формации являются относящиеся к этой свите разности вулканогенных пород основного и среднего состава (средняя подсвита), что доказывается наличием двух различающихся щелочностью комплектарных рядов пород — от дацитов до риолитов (риолит-дацитовая формация) и от базальтов до андезито-дацитов (базальт-андезит-дацитовая формация).

Риолит-дацитовая формация образована (в порядке убывания): дацитами, риодацитами и риолитами (см. рис. 27) при подчиненной роли пирокластических образований. Отдельные ареалы рассматриваемой формации отличаются по соотношению вулканитов различной кремнекислотности (см. рис. 27). Вулканиты этой формации принадлежат известково-щелочной серии с довольно низкой щелочностью (серийный индекс Ритмана менее 2), умеренным содержанием Na_2O (2,38–3,70 %) и K_2O (до 3,65 % в риолитах) и пониженным содержанием глинозема. Разрезы рассматриваемой формации на площади не отличаются постоянством. Антидромная последовательность вулканитов в одной постройке нередко сменяется гомодромной в смежной тектоно-магматогенной структуре, что свидетельствует, по-видимому, о развитии автономных периферических магматических очагов. Каждый из ареалов риолит-дацитовой формации характеризуется петрохимическими особенностями (рис. 29), но обладает и рядом общих признаков. Весьма близки они по содержанию титана, калия, марганца. Несколько более титанистыми являются породы Парханайско-Ламутского участка; относительно большей калиевостью обладают вулканиты Красноозерского поля.

Ниже приведена характеристика главных членов риолит-дацитовой формации. Риолиты во вкрапленниках содержат кварц (30–40 %), нередко в виде оплавленных и корродированных зерен, олигоклаз (40–50 %), немногочисленные кристаллы калиевого полевого шпата, биотита, роговой обманки. Основная масса — кварц-полевошпатовый агрегат с микрофельзитовой, иногда сферолитовой структурой. В игнимбриках риолитового состава наблюдается тонкая, линзовидная флюидалность; преобладают кристалловитрокластические разности, изредка отмечены литокристаллокластические; среди кристаллов наряду с перечисленными выше встречается гиперстен. И в риолитах, и в игнимбриках наблюдаются обломки осадочных пород, андезитов, вулканического стекла. Обе эти разности иногда представлены изотропным стеклом с перлитовой отдельностью, но с сохранением текстурных особенностей риолитов и игнимбриков. Дациты во вкрапленниках (30–45 % породы) содержат олигоклаз (преобладает), реже авгит и гиперстен, базальтическую роговую обманку, кварц. Основная масса (интерсертальной или микролитовой структуры) состоит из микролитов олигоклаза, редких зерен пироксена и девитрифици-

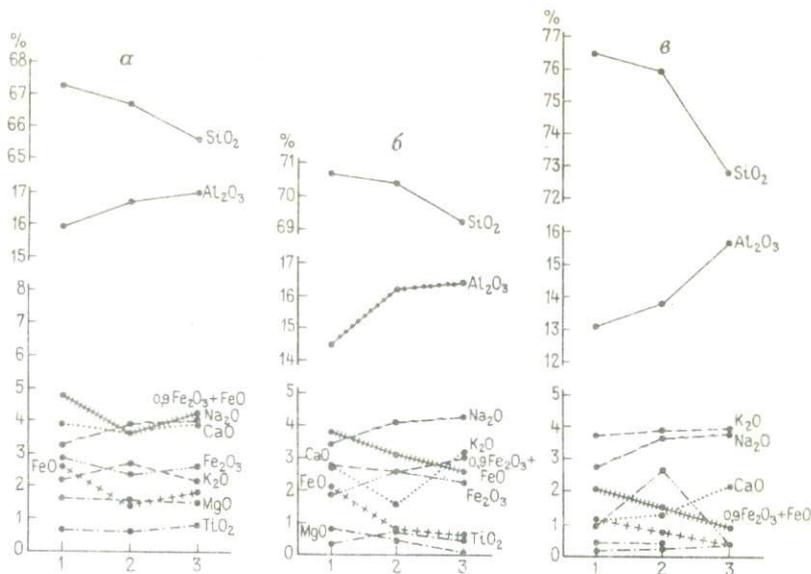


Рис. 29. Вариации средних содержаний породообразующих окислов в кремнекислых породах позднеченово-олигоценовой риолит-дацитовая формации Камчатско-Корякского пояса.

а – дациты, *б* – риодациты, *в* – риолиты. Цифрами на горизонтальной оси обозначены вулканические поля: 1 – Велодныкское, 2 – Парханайское, 3 – Красноозерское

рованного вулканического стекла. Игнимбриты дацитового состава порфиристо- или кристаллокластические, нередко стекловатые. Породы обладают либо линзовидно-флюидалной (с многочисленными субпараллельными псевдофьямме), либо массивной текстурой. Во вкрапленниках – плагиоклаз, санидин, кварц, гиперстен, авгит, роговая обманка, биотит; присутствуют обломки полнокристаллических пород кислого состава, а также осадочные породы.

П.Н. Митрофанов и его коллеги указывают на комагматичность кремнекислым вулканикам рассматриваемой формации субвулканических риолитов, риодацитов, гранодиорит- и гранит-порфиров, а также гипабиссальных интрузий и даек гранитоидов, которым в целом свойственна повышенная оловянистость.

Базальт-андезит-дацитовая формация олигоцена – миоцена накапливалась не одновременно в различных своих ареалах (см. рис. 26). Вероятно, наиболее раннее поступление небольших ее объемов происходило совместно с риолит-дацитовой формацией или даже несколько ранее последней. На остальной территории базальт-андезит-дацитовая формация накапливалась вслед за риолит-дацитовой, причем на некоторых участках начало ее формирования запоздало до конца олигоцена и, возможно, даже начала миоцена (бассейн Автоваама). Вероятно, также несколько разновременнo (но в пределах миоцена) происходило и завершение

накопления этой формации. При образовании риолит-дацитовый и базальт-андезит-дацитовый формаций развивались автономные тектоно-магматогенные структуры (см. главу V), что предопределило структурное несогласие между ними. Базальт-андезит-дацитовая формация характеризуется широким диапазоном пород по кремнекислотности: в каждом вулканическом поле присутствуют породы от базальтов до риолитов или риодацитов. Однако наибольшая роль принадлежит андезитам и дацитам (см. рис. 27).

Породы рассматриваемой формации являются известково-щелочными (см. рис. 10). Они обладают (см. табл. 5) высоким содержанием Al_2O_3 , MgO , Na_2O , пониженным TiO_2 , K_2O , общей щелочности (серийный индекс Ритмана 1–2). Базальты в модальном и в нормативном составе (см. рис. 9) содержат небольшое количество оливины; она характеризуется низким содержанием ортоклазовой составляющей. Низкой калиево-стью обладают все члены формации. В базальтах содержание K_2O 0,58 %, а в более кислых разностях оно не поднимается выше 2 %, в связи с чем этой формации свойственны низкие величины K_2O/Na_2O (0,2–0,4). Следует подчеркнуть, что перечисленные химические свойства (прежде всего низкая калиево-сть) свойственны вулканикам среднего – основного состава, формировавшимся одновременно с риолит-дацитовый формацией (последняя характеризуется относительно повышенной ролью калия).

Ниже рассматривается модальный состав главных разностей, составляющих базальт-андезит-дацитовый формацию. В риолитах вкрапленники (5–15 %) представлены олигоклазом (60–70 %), кварцем (30–40 %), а также – в единичных случаях – полевым шпатом, биотитом, роговой обманкой, моноклинным пироксенем. Основная масса кварц-полевошпатовая, микрофельзитовая, микропойкилитовая. В дацитах и андезитах среди вкрапленников (10–50 %) преобладает плагиоклаз, присутствуют обыкновенная, реже базальтическая роговая обманка (до 20 %), пироксен (нередко и гиперстен, и авгит), а также биотит (до 5 %). Характерны гломеропорфировые включения, сложенные плагиоклазом, пироксенем и роговой обманкой. В базальтах и андезито-базальтах отмечается вкрапленники битовнита – лабрадора (30–50 %), авгита, реже гиперстена (5–45 %), в базальтах – оливины (до 10 %), в андезито-базальтах – иногда базальтической роговой обманки. Структура основной массы интерсервальная, гиалопилитовая, изредка долеритовая.

Обладая указанной выше химической специализацией, рассматриваемая формация несколько меняет свой состав в различных вулканических полях (рис. 30, 31). Средние – основные вулканы Леснинского поля обладают наименьшей магнезиальностью, наибольшей железистостью и титанистостью. Высокой титанистостью обладают также и породы Элекайского поля, которые к тому же характеризуются максимальной глиноземистостью (особенно возросшей в андезитах и андезито-дацитах). Алганское поле обособляется благодаря низкой глиноземистости, высокой железистости, магнезиальности и кальциевости. Минеральная дисперсия составов отдельных полей отмечается по калию и натрию. Можно предположить, что широкие вариации петрогенных элементов в разных

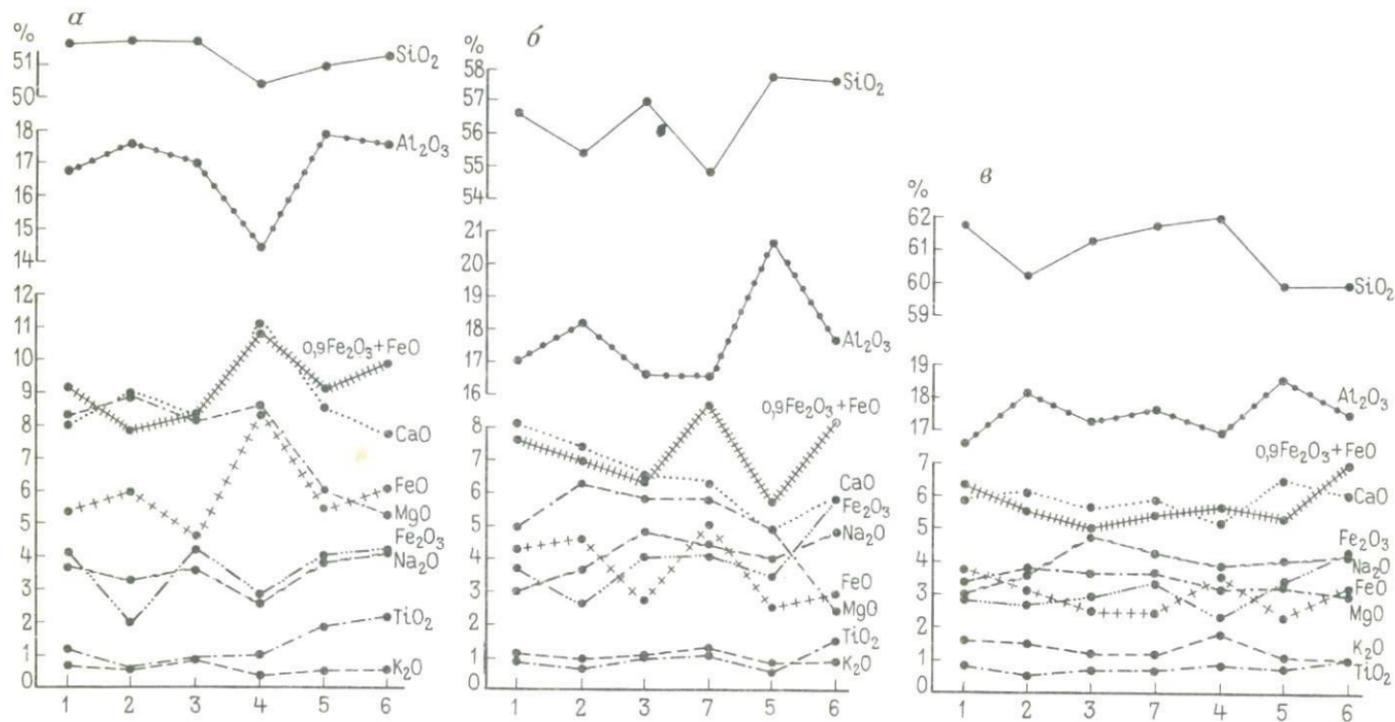


Рис. 30. Вариации средних содержаний породообразующих окислов в породах основного и среднего состава олигоцен-миоценовой базальт-андезит-дацитової формации Камчатско-Корякского пояса.

а – базальты, *б* – андезит-базальты, *в* – андезиты. Цифрами на горизонтальной оси обозначены вулканические поля: 1 – Велюньское, 2 – Окланское, 3 – Правоорловкинское, 4 – Алганское, 5 – Элекайское, 6 – Леснинское, 7 – Автоваамское

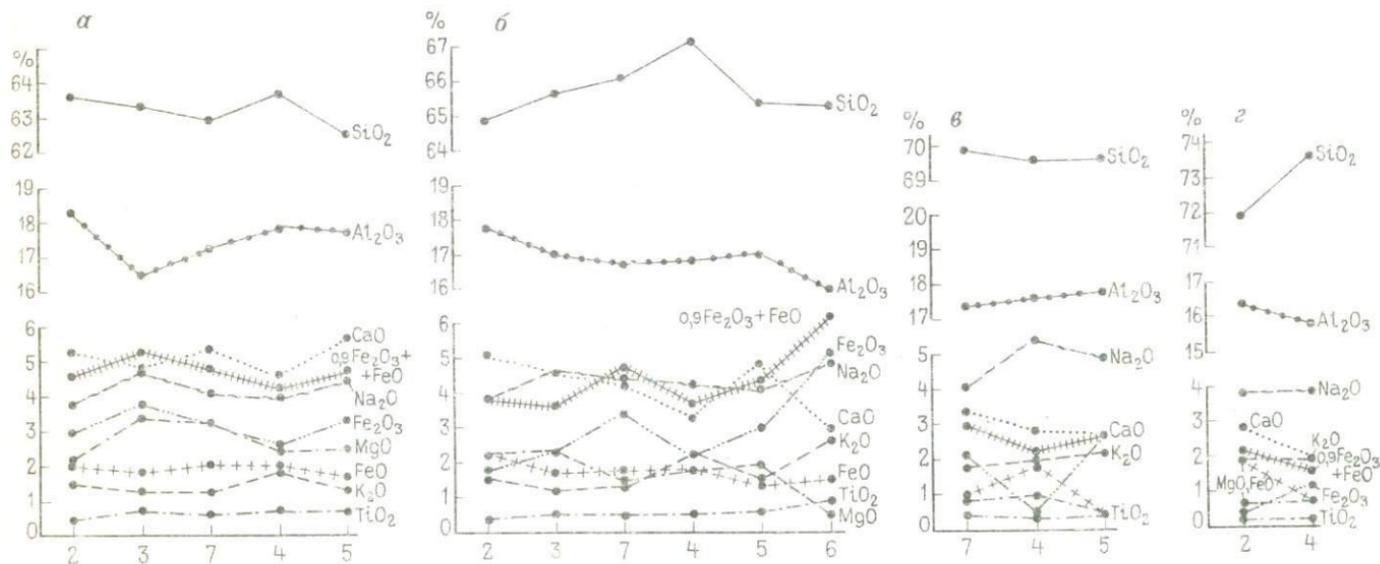


Рис. 31. Вариации содержаний породообразующих окислов в породах кислого состава олигоцен — миоценовой базальт-андезит-дацитовй формации Камчатско-Корякского пояса.

а — андезит-дациты, б — дациты, г — риодациты, з — риолиты. Цифры по горизонтальной оси обозначают то же, что и на рис. 30

вулканических полях явились следствием фракционирования мантийной магмы в разобщенных периферических очагах, что согласуется с трендом дифференциации формации, а также с наличием автономных тектономагматогенных структур.

Камчатско-Карякский пояс обладает продольной зональностью. Она выражается в увеличении в породах олигоцен-миоценовой формации тыловой части этого пояса по сравнению с фронтальной количества магния, уменьшении содержания титана и железа. Возрастает здесь и объем разностей среднего — основного состава.

Следует подчеркнуть обилие субвулканических тел, комагматичных олигоцен-миоценовым вулканитам, местами превышающих объем наземных фаций. Эти тела по разломам северо-западной ориентировки "проникают" в пределы Охотско-Чукотского пояса, где они прорывают вулканиты всех стратиграфических уровней, включая и субщелочные базальтоиды маастрихта — эцена. Благодаря химической специализации (аналогичной описанной выше для вулканогенных пород — низкой щелочности и калиевости, высокой магнезиальности) эти субвулканические тела отчетливо отличаются от близких по кремнекислотности субвулканических тел Охотско-Чукотского пояса. Судя по химизму, комагматичны с вулканитами базальт-андезит-дацитово-гипабиссальные интрузии и дайки (кварцевые габбро-порфиры, диорит-порфиры), выделенные и изученные Н.П. Митрофановым и его сотрудниками.

Глава IV

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИХ — РАННЕКАЙНОЗОЙСКИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХООКЕАНСКОГО КОЛЬЦА

Сравнение состава вулканогенных формаций позднего мезозоя — раннего кайнозоя северо-запада Тихоокеанского кольца (табл. 6) имеет целью выявление степени и характера корреляции между вулканическими формациями и тектоническими условиями их накопления. Анализ дополнен сопоставлением этих формаций с магматическими сериями, обстановки формирования которых (островодужные, континентальные окраины андийского типа и т.п.) приняты ныне в качестве тектонотипов. В. Фернер, а затем Л. Уйджер и У. Дир показали, что существует толеитовая серия, характеризующаяся увеличением железистости на ранних стадиях кристаллизации. С. Нокколдс и Р. Аллен предложили трехчленную классификацию пород, выделив толеитовую, известково-щелочную и щелочную серии. Х. Куно, В.А. Кутюлин, Т. Пирс (1976 г.), С. Тейлор, П. Якеш, А. Уайт и Дж. Гилл и другие детализировали эту схему и уточнили группы пород, входящие в указанные серии; при этом были выявлены отличия

Средний химический состав позднемезозойских – палеогеновых пород зон рифтогенеза и вулканогенных поясов северо-западной части Тихоокеанского кольца, %

Структура	Формация	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	f	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	K ₂ O/ Na ₂ O	
Зоны рифтогенеза	Базальтовая	62	51,31	1,37	18,20	10,38	2,60	0,18	3,99	8,79	3,65	1,15	0,43	0,31	
		99	55,14	1,28	17,04	9,15	2,69	0,18	3,43	7,00	3,98	1,73	0,48	0,43	
		34	60,20	1,02	16,24	7,23	3,44	0,17	2,10	5,04	4,58	2,12	0,42	0,46	
		6	66,98	0,79	17,5	4,47	3,07	0,08	1,13	2,39	4,94	2,84	0,28	0,59	
		3	69,83	0,56	15,58	2,72	5,23	0,09	0,52	1,29	5,53	3,52	0,14	0,63	
		2	74,10	0,34	13,06	2,41	8,03	0,08	0,29	0,74	4,97	3,77	0,06	0,79	
	Щелочно-базальтовая	48	50,16	1,70	16,94	9,97	1,44	0,15	6,91	8,54	3,49	1,47	0,20	0,42	
		44	55,26	1,06	17,42	7,96	1,88	0,15	4,23	7,36	3,91	1,48	0,27	0,38	
		18	60,60	0,74	17,56	5,49	1,65	0,11	3,32	5,80	4,07	1,43	0,03	0,35	
		9	74,18	0,20	14,02	2,22	5,69	0,06	0,39	1,67	3,48	3,62		1,04	
	Удско-Мур-галльский пояс	Андезит-базальтовая	22	50,14	1,22	17,29	11,24	1,86	0,22	6,04	9,55	3,03	0,58	0,25	0,19
			7	57,12	1,29	16,57	10,04	3,56	0,24	2,82	6,90	3,34	0,94	0,33	0,28
			4	61,78	0,97	15,15	7,64	4,08	0,16	1,87	4,72	4,05	2,89	0,31	0,72
			6	67,70	0,68	15,02	5,74	3,49	0,11	1,64	2,37	4,06	2,31	0,15	0,57
12			73,55	0,41	13,33	3,62	5,16	0,11	0,70	1,87	4,61	1,54	0,08	0,33	

Камчатско-Корякский пояс	Базальт-андезит-дацитовая	13	51,81	1,36	16,96	9,17	1,22	0,18	7,51	8,81	3,55	0,59	0,19	0,17
		34	56,12	0,91	17,41	7,58	1,42	0,15	5,35	7,19	7,35	1,09	0,10	0,29
		31	61,35	0,74	17,22	5,83	1,63	0,11	3,57	5,91	3,62	1,40	0,17	0,39
		27	62,95	0,61	17,61	4,70	1,77	0,10	2,66	5,37	4,19	1,36	0,16	0,32
		87	65,82	0,53	16,88	4,32	2,51	0,11	1,72	4,25	4,31	1,59	0,16	0,37
		16	69,75	0,39	16,45	2,75	3,98	0,05	0,69	3,04	4,59	1,94	0,11	0,42
		7	72,65	0,26	16,26	1,92	3,18	0,06	0,61	2,54	3,87	1,63	0,08	0,42
	Риодит-дацитовая	25	64,87	0,76	15,58	5,60	2,05	0,09	2,73	4,92	2,81	2,34		0,83
		61	67,16	0,64	15,84	4,76	2,87	0,07	1,66	3,85	3,32	2,19	0,17	0,66
		24	70,65	0,41	14,97	3,82	4,66	0,04	0,82	2,76	3,44	2,70	0,16	0,78
		54	76,48	0,17	13,06	2,10	5,80	0,03	0,36	1,19	2,82	3,65		1,29
Охотско-Чукотский пояс	Базальт-андезитовая	36	51,79	1,30	17,45	10,83	2,15	0,18	5,04	8,86	3,02	0,85	0,19	0,28
		66	55,88	1,02	18,30	8,34	2,30	0,15	3,65	7,41	3,46	1,12	0,25	0,32
		55	60,06	0,90	17,68	6,30	2,44	0,14	2,58	2,64	3,74	1,86	0,24	0,50
		2	66,82	0,72	16,32	4,69	3,97	0,11	1,18	3,15	4,22	2,32	0,16	0,55
		3	76,06	0,29	13,22	1,92	3,92	0,06	0,49	0,76	3,27	3,79	0,06	1,16
	Дациит-риолитовая, субщелочная дацитовая	26	61,89	0,93	16,93	6,75	3,28	0,13	2,06	4,04	4,42	2,34	0,28	0,58
		9	64,17	0,92	16,07	5,36	3,48	0,16	1,54	3,51	4,53	2,37		0,53
		46	67,71	0,63	15,78	4,19	5,05	0,11	0,83	2,11	4,65	3,49	0,19	0,75
		35	70,80	0,52	14,43	3,35	5,49	0,09	0,61	1,44	4,97	3,39	0,13	0,68
		34	74,02	0,30	14,00	2,45	5,33	0,05	0,46	1,10	3,91	3,49	0,07	0,89

толеитовых базальтов, формирующихся в различных тектонических обстановках — океанических, островодужных, континентальных. Г. Джоплин, П. Якеш и А. Уайт выделили щелочные базальты с отношением K_2O/Na_2O , близким к единице, в группу шошонитов. А. Миасиро щелочную серию разделил на натровую и калиевую (шошонитовую) группы. Многие исследователи в ряду пород повышенной щелочности выделяют относительно малощелочную щелочнобазальтовую, или оливин-базальтовую, и щелочную серии пород. Так, А.А. Маракушев и его коллеги обособляют три большие группы: породы с кварцем, фельдшпатоидные породы (с модальным нефелином и др.), породы нормальной щелочности и субщелочные (с нормативным нефелином).

Для разделения образования толеитовой и известково-щелочной серий главным критерием обычно служит характер тренда дифференциации расплава на диаграмме АГМ (соответственно феннеровский и боуэновский); выделение щелочных пород в общем случае осуществляется на диаграмме соотношения кремнезема — суммы щелочей (Т. Ирвен, У. Барагар).

Изложенная в главе III характеристика формаций показывает присутствие среди них образований трех магматических серий — толеитовой (островодужной и внутриплитовой), известково-щелочной и щелочнобазальтовой, различающихся трендом дифференциации, а также содержанием большинства петрогенных окислов и рассеянных элементов. К щелочнобазальтовой серии нами отнесены вулканиты с повышенным содержанием щелочей: фигуративные точки базальтов этих формаций на диаграмме Макдональда и Кацуры располагаются в поле щелочных пород. Однако эти образования являются субщелочными, поскольку они не содержат нормативного нефелина. Дополнительно нами выделена самостоятельная риолитовая магматическая серия анатектической природы, которая включает породы как нормальной, так и повышенной (субщелочные) щелочности.

Ниже дана сравнительная характеристика позднемезозойских — раннекайнозойских вулканических формаций северо-западной части Тихоокеанского кольца по двум группам — среднего — основного и кремнекислого состава. При этом для первой группы предполагаются мантийные источники родоначальных расплавов, а для второй — коровые, связанные с процессом анатексиса гранитно-метаморфического слоя коры. Первая группа включает формации: вулканогенных поясов (андезит-базальтовую позднерусскую — неокомовую Удско-Мургальского, базальт-андезитовую альб-туронскую Охотско-Чукотского, базальт-андезит-дацитовую олигоцен-раннемиоценовую Корякско-Камчатского) и зон рифтогенеза (поздне меловую базальтовую и палеогеновую щелочнобазальтовую). При этом проведено сравнение состава формаций вулканогенных поясов, различающихся как положением в зоне перехода континент — океан (островодужные и окраинно-континентальные), так и строением фундамента. Вторая группа включает формации: дацит-риолитовую раннемеловую, субщелочную дацитовую поздне меловую и риолит-дацитовую

позднеэоценовую – олигоценую, также различающиеся обстановками накопления.

Среди формаций первой группы, входящих в состав вулканогенных поясов, позднеюрско-неокомовая формировалась в островодужных условиях на океанической коре, альб-туронская и олигоцен-миоценовая, слагают окраинно-континентальные пояса, отличающиеся типом фундамента (гетерогенная – переходная и разновозрастная континентальная кора в первом случае и переходная – во втором). Маастрихт-эоценовые формации зон рифтогенеза накапливались либо на зрелой континентальной коре, либо на менее мощной коре переходного типа.

Андезит-базальтовая юрско-неокомская формация Удско-Мургаляского островодужного пояса характеризуется наименьшей калиевостью по сравнению со всеми вулканогенными формациями рассматриваемой территории. В ней единственной из всех сравниваемых формаций проявлен феннеровский тренд дифференциации. По составу она наиболее близка к островодужным толеитам (табл. 7).

Базальт-андезитовая формация альб-туронского возраста Охотско-Чукотского пояса обладает более высоким содержанием калия по сравнению с породами Удско-Мургальской дуги; в ней выше содержания Al_2O_3 , TiO_2 , CaO , ниже Na_2O , MgO , MnO , $FeO + Fe_2O_3$, FeO/MgO (рис. 32). Базальты альб-туронской формации по сравнению с позднеюрско-неокомовыми породами аналогичной основности обогащены Cr , Rb , Sr , Zr и обеднены Co , V , Ba , (рис. 33); значительно возрастает величина K/Rb (см. табл. 3). Породам базальт-андезитовой формации Охотско-Чукотского пояса, в отличие от вулканитов Удско-Мургальской дуги, свойственны боуэновский тренд дифференциации и принадлежность к известково-щелочной серии. Однако по многим петрохимическим и геохимическим критериям, охарактеризованным в главе III, они наиболее близки к известково-щелочной серии островных дуг, существенно отличаясь от образований этой серии, входящих в состав Андийского окраинно-континентального пояса, развивавшегося на континентальной коре повышенной мощности. В частности, базальт-андезитовая формация от вулканитов Андийского пояса отличается пониженными величинами K_2O и K_2O/Na_2O (рис. 34).

По геохимической характеристике породы базальт-андезитовой формации обнаруживают сходство с известково-щелочной серией как активных окраин континентов, так и островных дуг. С первыми [8] их сближает повышенное содержание Sr , Zr и пониженное – Ni , Co , V ; по количеству Rb и величине K/Rb эти породы близки к известково-щелочным образованиям островных дуг [53].

Промежуточное (по составу) положение пород базальт-андезитовой формации Охотско-Чукотского пояса между известково-щелочными островодужными и окраинно-континентальными образованиями, проявлено и в отдельных ее субформациях. В низкокалиевой субформации содержание калия ниже, чем в известково-щелочных породах островных дуг [8, 53], и в этом заключается ее сходство с породами толеитовой

Средние химические составы вулканогенных пород островодужных дуг, % [53]

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	51,57	57,40	79,20	50,59	54,54	59,05	59,64	58,52	66,80	53,74	59,27
TiO ₂	0,80	1,25	0,23	1,05	1,13	0,69	0,76	0,76	0,23	1,05	0,56
Al ₂ O ₃	15,91	15,60	11,10	16,29	16,26	17,07	17,38	16,20	18,24	15,84	15,90
Fe ₂ O ₃	2,74	3,48	0,52	3,66	2,31	3,90	2,54	2,93	1,25	3,25	2,22
FeO	7,04	5,01	0,90	5,08	5,40	2,57	2,72	3,28	1,02	4,85	3,19
MnO	0,17	—	—	0,17	0,12	0,15	0,09	0,09	0,06	0,11	0,10
MgO	6,73	3,38	0,36	8,96	6,97	3,25	3,95	4,14	1,50	6,36	5,45
CaO	11,74	6,14	2,06	9,50	7,50	7,09	5,92	5,59	3,17	7,90	5,90
Na ₂ O	2,41	4,20	3,40	2,89	3,64	3,80	4,40	3,64	4,97	2,38	2,67
K ₂ O	0,44	0,43	1,58	1,07	1,49	1,27	2,04	2,67	1,92	2,57	2,68
P ₂ O ₅	0,11	0,44	—	0,21	0,23	0,20	0,28	0,25	0,09	0,54	0,41
H ₂ O	0,45	—	—	0,81	1,31	0,64	1,08	1,47	0,26	1,09	1,44

Толентовая серия: 1 – базальты, 2 – андезиты, 3 – дациты; известково-щелочная серия: 4 – высокоглиноземистые базальты, 5 – андезито-базальты, 6 – низкокалийевые андезиты, 7 – андезиты, 8 – высококалийевые андезиты, 9 – дациты; шошонитовая серия: 10 – шошониты, 11 – латиты

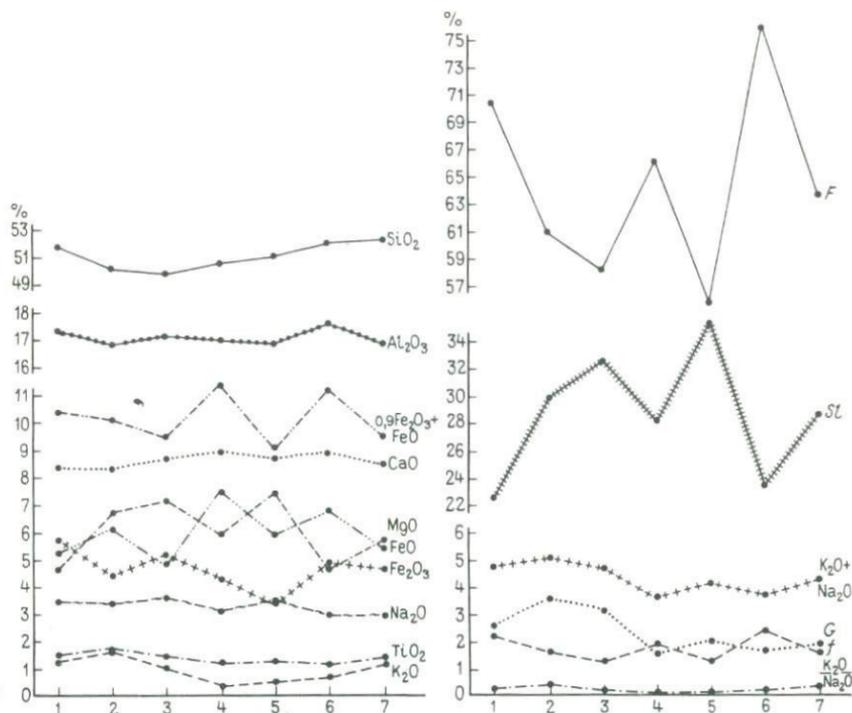


Рис. 32. Вариации средних содержаний породообразующих окислов и характерных величин в позднемезозойских – раннекайнозойских базальтах зон рифтогенеза и вулканогенных поясов северо-западной части Тихоокеанского кольца.

Формации зон рифтогенеза: 1 – позднемиловая базальтовая; 2 – палеоцен-эоценовая щелочнобазальтовая, формирующаяся в основном на коре континентального типа; 3 – то же, на коре переходного типа. 4 – позднейурско-неокомовая андезит-базальтовая формация Удско-Мургальского островодужного вулканогенного пояса. Формации окраинно-континентальных вулканогенных поясов: 5 – олигоцен-раннемиоценовая базальт-андезит-дацитовая Камчатско-Корякского пояса; 6 – альб-туронская базальт-андезитовая Охотско-Чукотского пояса во фронтальной зоне, 7 – то же, в тыловой зоне

серии; однако по содержанию глинозема, титана, коэффициенту железистости, а главное – по боуновскому тренду дифференциации рассматриваемая субформация близка к известково-щелочной серии. Наблюдается большое сходство ее с известково-щелочными базальтами четвертичного Восточно-Камчатского пояса (табл. 8). Породы умереннокалиевой субформации ближе всего к островодужным известково-щелочным образованиям [53]. От среднего состава андезита активных континентальных окраин [8] они отличаются гораздо более низким содержанием калия; таким же образом они отличаются и от пород Андийского пояса (табл. 9). Породы высококалиевой субформации по составу близки к шошонитам островных дуг [53], но имеют повышенную глиноземистость и пониженную титанистость. От шошонитов Андийского пояса [46, 57 и др.] они отличаются значительно меньшей (примерно в 1,5 раза) калиево-стью.

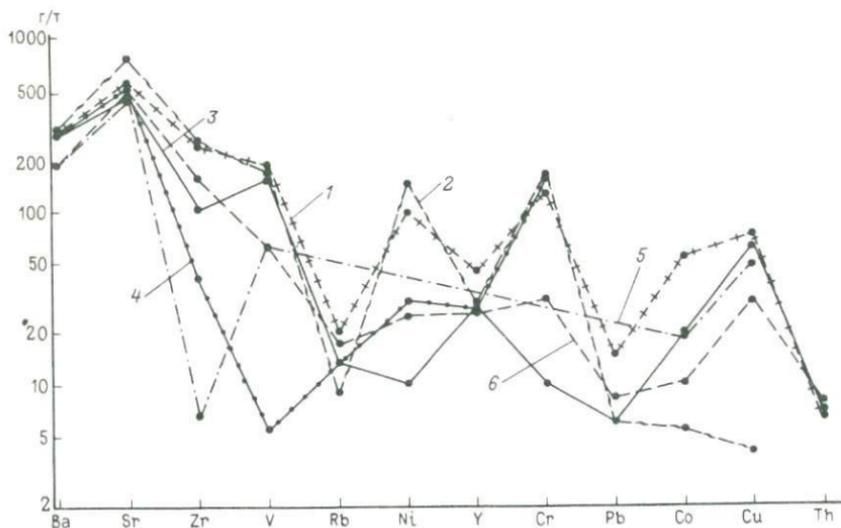


Рис. 33. Геохимические спектры базальтов позднемезозойско-кайнозойских вулканогенных формаций северо-западной части Тихоокеанского кольца.

Формации зон рифтогенеза: 1 — позднемеловая базальтовая, 2 — палеоцен-эоценовая щелочнобазальтовая; 3 — позднеюрско-неокомовая андезит-базальтовая формация Удско-Мургальского островодужного вулканогенного пояса. Формации окраинно-континентальных вулканогенных поясов: 4 — олигоцен-миоценовая базальт-андезит-дацитовая Камчатско-Корякского пояса; 5 — альб-туронская базальт-андезитовая Охотско-Чукотского пояса, низкокалиевая субформация; 6 — то же, умеренно-калиевая субформация

Базальт-андезит-дацитовая формация олигоцен-миоценового возраста окраинно-континентального Камчатско-Корякского пояса, развивавшегося на коре переходного типа после этапа значительного ее рифтогенеза, несомненно, принадлежит известково-щелочной серии, хотя ей и свойственны некоторые черты островодужных толеитов. В отличие от базальт-андезитовой формации окраинно-континентального Охотско-Чукотского пояса, накопившейся на значительно более консолидированном субстрате, в рассматриваемой формации ниже содержание K_2O (лишь незначительно превышающее величину этого параметра в породах Удско-Мургальского пояса), а также значение K_2O/Na_2O (см. рис. 34). Сравнительно высока (за счет Na_2O) в них общая щелочность, при этом, в отличие от вулканитов Охотско-Чукотского пояса, в породах Камчатско-Корякского пояса в процессе дифференциации происходило накопление Na_2O . Породы рассматриваемой формации богаче магнием и беднее железом (см. рис. 11); в них самая низкая (1,09) величина FeO^*/MgO . Содержание титана в них выше, чем в образованиях Удско-Мургальского пояса и в породах низкокалиевой субформации Охотско-Чукотского пояса. Кроме того, они характеризуются низким содержанием Rb, высоким содержанием элементов группы железа, что сближает их с породами толеитовой серии островных дуг. Однако по высокой глиноземистости

Средние химические составы различных типов четвертичных базальтов Камчатки, % [18]

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	50,69	51,19	52,55	50,65	51,92	50,38	49,69	51,99	51,36	49,79	51,84
TiO ₂	0,85	0,98	1,01	1,10	1,01	0,97	1,05	1,22	1,36	0,87	0,77
Al ₂ O ₃	18,94	18,36	17,38	17,84	17,72	16,25	14,08	18,33	17,90	18,56	14,00
Fe ₂ O ₃	3,51	4,47	3,66	2,83	3,79	3,00	4,83	2,93	3,48	4,44	4,44
FeO	6,49	5,25	5,69	6,41	5,66	6,23	4,42	5,83	6,12	5,54	3,50
MnO	0,19	0,23	0,16	0,13	0,18	0,17	0,21	0,16	0,18	0,12	0,16
MgO	5,17	4,72	6,00	6,64	5,71	9,57	9,99	4,49	4,60	5,27	9,91
CaO	10,18	9,68	8,61	9,37	9,10	8,97	10,56	8,08	8,54	8,88	8,36
Na ₂ O	2,56	2,99	2,98	3,06	2,99	2,52	2,68	3,34	3,60	2,70	3,28
K ₂ O	0,43	0,87	1,10	1,02	1,02	0,76	0,96	1,80	1,94	2,27	2,19
P ₂ O ₅	0,19	0,32	—	0,31	0,32	0,20	0,33	0,45	0,37	0,33	0,32
SL	28,5	25,8	30,9	33,3	29,8	43,2	45,0	24,4	23,3	26,1	42,5
Na ₂ O + K ₂ O	2,99	3,86	4,08	4,08	4,01	3,28	3,64	5,14	5,54	4,97	5,47

1 — низкокальциевые базальты Восточной Камчатки; известково-щелочные глиноземистые базальты Камчатки: 2 — Восточный вулканический пояс, 3 — Центральная Камчатская депрессия, 4 — Срединный хребет, 5 — средний известково-щелочной глиноземистый базальт Камчатки; известково-щелочные магнезиальные базальты Камчатки: 6 — Восточный вулканический пояс, 7 — Центральная Камчатская депрессия; субщелочные глиноземистые базальты Камчатки: 8 — Восточный вулканический пояс, 9 — Центральная Камчатская депрессия, 10 — Срединный хребет; 11 — субщелочные магнезиальные базальты Центральной Камчатской депрессии.

Средние химические составы вулканических пород Анд, %

Компоненты и характеристики	1 (24)	2 (96)	3 (44)	4 (12)	5 (11)	6 (16)	7 (10)	8 (1)	9 (6)	10 (3)	11 (9)	12 (3)
SiO ₂	52,0	58,2	65,4	69,6	53,49	53,79	67,64	49,43	55,64	52,32	59,73	70,96
TiO ₂	1,1	1,2	0,7	0,5	1,47	0,98	0,51	1,17	0,97	0,80	0,81	0,42
Al ₂ O ₃	18,1	17,5	16,3	15,7	16,69	17,61	15,99	18,89	18,09	18,99	17,98	15,53
Fe ₂ O ₃	3,0	2,9	2,0	1,5	6,34	4,72	3,57	8,93	5,04	4,20	3,27	1,84
FeO	6,1	4,1	2,6	1,8	3,95	5,40	2,31	1,77	5,06	6,43	2,95	0,95
MnO	0,1	0,1	0,1	0,1	0,14	0,22	0,06	0,28	0,22	0,19	0,13	0,06
MgO	5,9	3,8	1,8	0,8	4,41	3,59	0,73	6,38	2,69	4,27	2,87	1,27
CaO	8,8	6,2	3,7	2,2	6,70	7,59	1,24	7,48	5,68	8,53	5,42	1,23
Na ₂ O	3,6	3,8	4,4	4,4	5,10	3,43	3,85	2,95	5,38	3,52	4,94	3,26
K ₂ O	1,0	1,9	2,8	3,2	1,34	2,36	3,87	2,51	0,91	0,44	1,60	4,48
P ₂ O ₅	0,3	0,3	0,2	0,2	0,37	0,31	0,21	0,21	0,32	0,31	0,30	—
FeO/MO	1,4	1,8	2,4	3,9	2,2	2,7	7,6	1,5	3,6	2,4	2,1	2,1
K ₂ O/Na ₂ O	0,30	0,50	0,64	0,73	0,26	0,69	0,01	0,85	0,77	0,13	0,32	1,37

Плиоцен-четвертичные вулканогенные образования (Б. Дерюел, 1977): 1 – высокоглиноземистый базальт, 2 – андезит, 3 – дацит, 4 – риолит. Позднеюрские – палеогеновые вулканогенные образования [9]: 5 – базальт-риолитовая формация верхней юры, базальт-андезитовая группировка, 6, 7 – базальт-риолитовая формация нижнего мела (6 – базальт-андезитовая группировка, 7 – дацит-риолитовая группировка), 8, 9 – базальт-риолитовая формация верхнего мела (8 – базальтовая группировка, 9 – андезитовая группировка), 10–12 – базальт-риолитовая формация палеогена (10 – андезито-базальтовая группировка, 11 – андезиты, 12 – риолиты).

Примечание. Цифры в скобках после номера образца обозначают количество анализов.

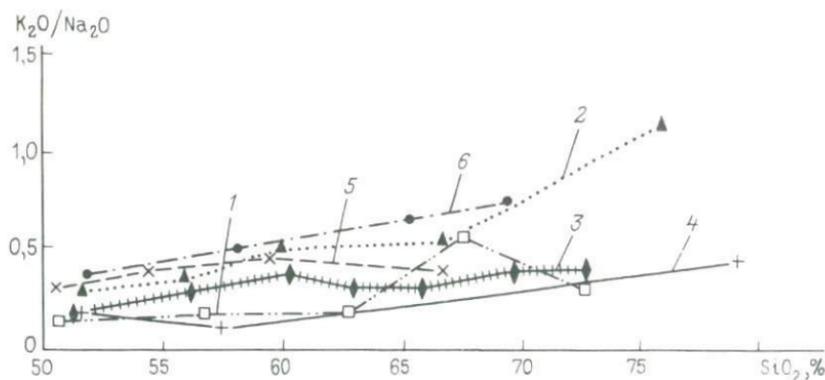


Рис. 34. Соотношение SiO_2 и $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ в породах вулканогенных поясов.

1 — андезит-дацитовая формация Удско-Мургалского пояса; 2 — базальт-андезитовая формация Охотско-Чукотского пояса; 3 — базальт-андезит-дацитовая формация Камчатско-Корякского пояса; толеитовая (4) и известково-щелочная (5) серии островных дуг [52]; 6 — плиоцен-четвертичные вулканогенные образования Анд [9, 46]

эти образования близки к известково-щелочным породам, а по повышенному содержанию Ba и Sr приближаются даже к шощонитам.

Породы олигоцен-миоценовой формации по низкой калиевости, высокой магниезальности, низкому коэффициенту железистости довольно резко отличаются от большинства неогеновых (В.К. Ротман) и четвертичных вулканитов Камчатки; можно отметить их сходство с низкокалиевыми базальтами (см. табл. 8), выделенными на Восточной Камчатке Э.И. Пополитовым и О.Н. Волынцом.

При сравнении двух разновозрастных — маастрихт-датской базальтовой и палеоцен-эоценовой щелочнобазальтовой — формаций видны значительные их различия. Они состоят прежде всего в том, что первой из формаций присущи черты толеитовой серии, тогда как вторая наиболее близка к щелочнобазальтовой серии континентальных рифтов. Базальты первой из упомянутых формаций пересыщены кремнеземом (отсутствует нормативный оливин), богаче железом, беднее магнием и щелочами (в том числе и калием). Палеоцен-эоценовые базальты более щелочные, титанистые и магниезальные, с более высоким отношением калия к натрию, менее железистые; в них высоко содержание оливина — в нормативном и модальном составе (причем оливин присутствует не только во вкрапленниках, но и в основной массе).

Общим геохимическим признаком обеих рассматриваемых базальтоидных формаций является обогащение литофильными элементами, что сближает их с породами континентальных рифтов.

В целом базальтоиды палеоцена — эоцена близки к наименее щелочным разностям оливиновых базальтов континентальных рифтов. Они обнаруживают сходство с базальтами вулкана Мал. Аден (табл. 10), а также с натровыми базальтами щелочнобазальтовой серии континенталь-

Средние химические составы базальтов континентальных рифтов, %

Компоненты	1 (6)	2 (2)	3 (7)	4 (3)	5 (27)	6 (6)	7 (3)	8 (7)
SiO ₂	50,04	45,92	48,08	46,39	48,48	48,80	47,30	47,72
TiO ₂	1,93	1,44	2,40	2,59	2,11	2,86	2,57	2,93
Al ₂ O ₃	14,33	15,83	15,59	15,89	14,21	15,03	13,80	14,48
Fe ₂ O ₃	2,59	2,62	2,85	3,38	4,42	10,22	3,41	3,35
FeO	7,48	7,48	7,89	8,90	8,84	2,56	7,55	10,12
MnO	0,19	0,20	0,19	0,18	0,22	0,25	0,15	0,23
MgO	5,19	13,27	7,00	6,43	8,23	4,26	8,73	5,52
CaO	11,33	10,34	10,03	11,06	8,81	8,48	9,00	11,20
Na ₂ O	2,99	2,99	3,42	2,87	2,79	3,58	3,31	3,00
K ₂ O	0,35	0,54	0,78	0,72	1,34	1,33	1,05	1,18
P ₂ O ₅	—	0,48	0,54	0,34	0,55	0,57	0,52	0,56
Rb	7	15	18	12	—	38	42	24
Sr	240	395	390	495	—	418	810	347
Ba	180	130	160	598	—	460	677	510
Zr	137	200	226	132	143	194	128	167
V	—	—	—	—	220	360	221	—
Cr	—	540	185	—	202	300	243	55
Co	—	100	90	—	69	40	50	45
Ni	30	—	—	—	132	42	183	62

1, 2, 3 — базальты оз. Жебен Тайр и о. Зубар в Красном море (И. Гесс и др., 1973 г.); 4 — базальт вулкана Пака, рифт Грегори в Кении (Дж. Скил и др., 1971 г.); 5 — оливиновый толеит Байкальского рифта (В.С. Гладких, А.А. Гусельников, 1979 г.); 6 — базальт вулкана Малый Аден (К. Кокс и др., 1970 г.); 7 — щелочной оливиновый базальт Рейнского грабена (П. Гехнес, 1975 г.); 8 — базальт и ферробазальт южной части рифта Грегори, Кения (Б. Бакер и др., 1977 г.).

Примечание. Цифры в скобках после номера образца обозначают количество анализов.

ных рифтовых зон [8]. Однако имеются и определенные отличия: в базальтах палеоцена — эоцена, в отличие от указанных выше пород континентальных рифтов, выше содержания глинозема и кремнезема, ниже — титана. Специфика химизма позднемеловых — палеогеновых базальтоидов в значительной мере определяется высоким давлением газовой составляющей при их накоплении, что зафиксировано широким проявлением миндалекаменных текстур.

От позднемеловой формации к палеогеновой базальты обогащаются Sr, Ba, Ni, Cr, в них возрастают величины отношений Zr/Y и Ni/Co и уменьшаются отношения Ti/Zr, а также концентрация V. Эти данные свидетельствуют об увеличении глубины выплавки палеогеновых расплавов по сравнению с позднемеловыми, а также о том, что палеогеновые базальты, вероятнее всего, связаны с частичным плавлением неистощенной мантии. Величина $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ палеогеновых базальтоидов равна 0,707, а европиевого отношения 0,98 (Л.В. Таусон и др.).

В целом обе рассмотренные базальтовые формации маастрихт-эоценового интервала наиболее близки внутриплитовым магматическим образованиям, возникающим на начальных этапах деструкции земной коры. Следует подчеркнуть, что обе эти формации резко отличаются от образований островодужных и окраинно-континентальных поясов, в частности, от подстилающей альб-туронской базальт-андезитовой формации Охотско-Чукотского пояса. Последняя является типичным представителем известково-щелочной серии и характеризуется полно прошедшей дифференциацией расплава. Маастрихт-эоценовые базальты от аналогичных по основности пород указанного пояса отличаются весьма малой степенью дифференциации, высокой титанистостью, калиевостью, общей щелочностью, а также повышенным содержанием Ba, Zr, V, Ni, Co, Cr (см. табл. 3 и 5). Об обогащении палеогеновых вулканитов (по сравнению с аналогичными меловыми образованиями Охотско-Чукотского пояса) элементами группы железа и церия, а также Ti, Zr, Sr на примере Приохотского региона сообщает М.Н. Захаров.

В группе кремнекислых формаций вулканогенных поясов, связанных генетически с самостоятельной анатектической риолитовой серией, сравниваются две меловые (соответственно дацит-риолитовая альба – сеномана и субщелочная дацитовая сеномана – сенона), составляющие Охотско-Чукотский пояс и формировавшиеся на мощной континентальной коре, и олигоценовая, входящая в состав Камчатско-Корякского пояса и развивавшаяся на коре переходного типа.

Дациит-риолитовая и более молодая дацитовая формации образуют в Охотско-Чукотском поясе антидромный ряд с четко проявленной тенденцией уменьшения содержания кремнезема в породах верхней части этого ряда. Из сравнительного анализа субщелочной дацитовой и дацит-риолитовой формаций вытекает, что первая из них характеризуется более высокой щелочностью за счет Na и особенно K (причем максимально калиевые породы этой формации располагаются там же, где высококалиевые вулканиты базальт-андезитовой формации), пониженными содержаниями Al_2O_3 , CaO и несколько меньшими MgO (рис. 35). По геохимической характеристике породы обеих сравниваемых формаций близки: им свойственны повышенные количества Rb, Ba, что сближает их с шошонитовыми ассоциациями, но низкое содержание Sr делает их похожими на члены толеитовой серии. Эта специфика меловых кремнекислых формаций дополняется низкими содержаниями V, Mn, Ni, Co.

Эоцен-олигоценовая риолит-дацитовая формация Корякии по уровню многих петрогенных окислов существенно отличается от дацитовой и дацит-риолитовой формации Охотско-Чукотского пояса. В ней меньше Na_2O , K_2O , суммарная щелочность, выше содержание CaO, MgO, FeO*. По геохимической характеристике олигоценовая формация кислого состава также значительно отличается от меловых. В ней выше содержания Sr, Ba, Ni, V, Co, ниже значения Zr, Cr, а по количеству Rb они близки.

Еще один важный аспект сравнительного анализа – сопоставление одинаковых по кислотности членов формаций среднего – основного и кремнекислого состава, источники родоначальных расплавов которых

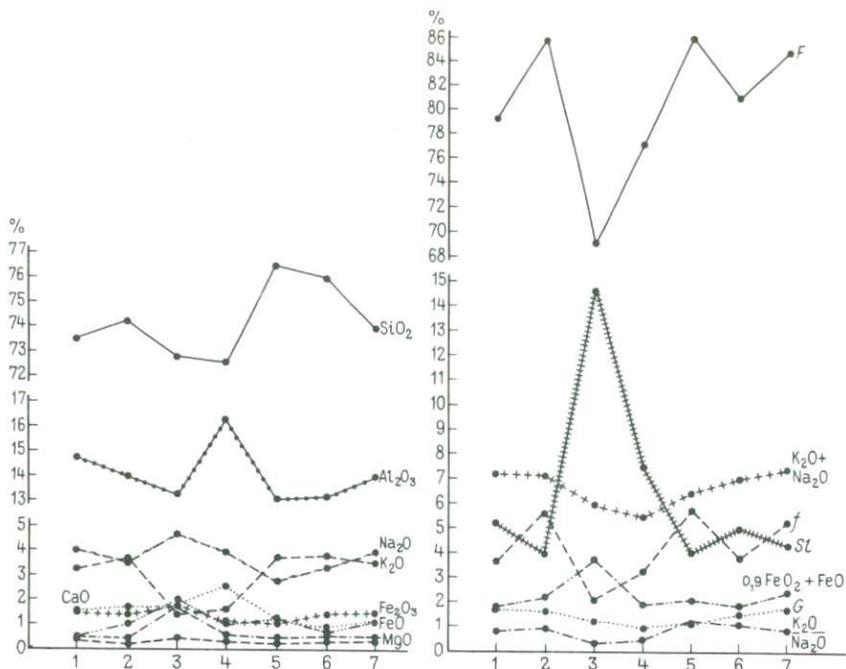


Рис. 35. Вариации средних содержаний порообразующих окислов и характерных величин в позднемезозойских – раннекайнозойских риолитах зон рифтогенеза и вулканогенных поясов северо-западной части Тихоокеанского кольца.

Формации зон рифтогенеза: 1 – позднемеловая базальтовая, 2 – палеоцен-эоценовая щелочнобазальтовая; 3 – позднеюрско-неокомовая андезито-базальтовая формация Удско-Мургальской островодужного вулканогенного пояса. Формации окраинно-континентального Камчатско-Корякского пояса: 4 – олигоцен-миоценовая базальт-андезит-дацитовая, 5 – олигоценовая дацит-риолитовая. Формации окраинно-континентального Охотско-Чукотского пояса: 6 – альб-туронская базальт-андезитовая, 7 – альб-сеноманская дацит-риолитовая и сеноман-сеноманская субщелочная дацитовая объединенные

связываются соответственно с мантийными уровнем и с гранитно-метаморфическим слоем коры. В Охотско-Чукотском поясе в дацит-риолитовой и субщелочной дацитовой формациях по сравнению с базальт-андезитовой выше суммарная щелочность, а также K_2O , меньше Ca, Mn, Ti, а в юго-западной части пояса меньше MgO. В кремнекислых формациях пояса по сравнению с базальт-андезитовой формацией больше Rb и Zr, более значительна величина Rb/Sr, меньше количество Zr и более низкая величина K/Rb.

Породы риолит-дацитовой эоцен-олигоценовой формации Камчатско-Корякского пояса отличаются от соответствующих по основности образований базальт-андезит-дацитовой олигоцен-миоценовой формации повышенной оловоносностью и калиевостью, пониженной натровостью (и за счет последнего общей низкой щелочностью), более высокой железис-

тостью и низкой глиноземистостью. Существенны и геохимические различия двух сравниваемых формаций — в риолит-дацитовый выше содержание Rb, Ba, Sr, величина K/Rb, Rb/Sr и меньше количество Sr.

Наиболее кислые члены в дифференцированных сериях базальт-андезитовой и базальт-андезит-дацитовый формаций по геохимическим свойствам довольно похожи на островодужные известково-щелочные породы [53], тогда как породы кремнекислых формаций, как правило, отличаются от них более высокой щелочностью, большей калиево-натровостью; однако в вулканитах Андийского пояса калиево-натровость выше, чем в рассмотренных кремнекислых формациях. Кислые разности в Удско-Мургальской островной дуге занимают промежуточное положение между толеитовыми и известково-щелочными породами островодужных ассоциаций, отличаясь от образований Охотско-Чукотского пояса пониженными содержаниями Al, K, Rb, Ba, Zr и повышенными количествами Mg, Na, Ca, Mn. Таким образом, если кислые члены в рядах дифференциатов формаций среднего — основного состава наследуют черты химической специализации, присущей основным породам этой формации, то породы кремнекислых формаций обособляются от них по химическим свойствам, что позволяет предполагать различный их генезис.

Выше приведенное сопоставление химизма вулканогенных формаций северо-запада Тихоокеанского кольца позволяет в предположительной форме судить об условиях возникновения и накопления магматических расплавов.

В настоящее время наиболее распространена точка зрения о мантийном происхождении известково-щелочных пород, опирающаяся на особенности химического их состава и низкие величины начальных отношений изотопов стронция. При этом предложены различные петрологические модели, объясняющие появление как высокоглиноземистых базальтов, так и больших объемов андезитов (Т. Грин, А. Рингвуд, С. Тейлор, В.А. Жариков, М.И. Кузьмин, Э.И. Пополитов и др.).

Однако и ныне для объяснения повышенного содержания литофильных элементов в известково-щелочных породах привлекаются идеи о существенной роли в их образовании земной коры. При этом появление известково-щелочных магм связывается с различными формами взаимодействия вещества мантии (расплавов и тепловой энергии, флюидов) с материалом коры (А.А. Маракушев, В.А. Федорченко, Дж. Эйхельберг и др.). По мнению И.Д. Рябчикова, О.А. Богатикова, А.Д. Бабанского, намечивших несколько путей возникновения андезитовых магм, нельзя отвергать возможности ассимиляции базальтовой магмой высокоглиноземистого материала и дальнейшей кристаллизационной дифференциации возникающих расплавов в условиях зрелого гранитно-метаморфического слоя. Развивая эту мысль, можно предположить, что объем возникших таким путем андезитов увеличивается по мере роста гранитно-метаморфической оболочки Земли.

Породы среднего и умеренно кислого состава выше рассмотренных формаций вулканогенных поясов, относящихся к известково-щелочной

и толеитовой сериям, образуют единый комплементарный ряд с базальтами и андезито-базальтами, что подтверждает их генетическую связь и позволяет предполагать формирование указанных пород из единого мантийного источника в однотипном флюидном режиме. По-видимому, наиболее близки по составу к исходному мантийному расплаву базальты и в меньшей мере андезито-базальты. Что же касается средних и конечных членов дифференциации родоначальной магмы, а именно андезитов — дацитов — риолитов, формировавшихся в промежуточных очагах, то на их составе, несомненно, должна была сказаться вмещающие эти очаги земная кора. При этом чем длительнее и полнее в промежуточных очагах протекала кристаллизационная дифференциация расплава, тем сильнее проявилось влияние этого корового субстрата.

В настоящее время большим распространением (основываясь на принципе актуализма) пользуется точка зрения о генетической связи вулканизма с сейсмофокальными зонами. Толеитовые островодужные и известково-щелочные магмы (в том числе и большие объемы андезитов) в этой модели связываются или с фазовыми переходами погружающейся океанической плиты (А. Рингвуд), или с фракционированием вещества мантийного клина над зоной Беньофа под воздействием флюидов, являющихся результатом процессов дегидратации поддвигающейся океанической плиты (Дж. Никольс, А. Рингвуд, П. Вилли). Зависимость магматизма поясов от зон Беньофа подтверждается химической зональностью вулкано-плутонических ассоциаций, согласующейся с ориентировкой этих зон в пространстве (Х. Куно, Т. Хазертон, У. Дикинсон, С. Харти, А. Миасиро и др.). При этом в магматических образованиях поясов установлена положительная связь содержания калия и некоторых элементов-примесей с глубиной залегания сейсмофокальной зоны (коэффициент корреляции составляет 0,6–0,8), что может объясняться или разноглубинным положением очагов, или различной длиной пути прохождения флюидов.

Иногда эта корреляция оказывается нарушенной, что нередко истолковывается как показатель ее отсутствия. С нашей точки зрения, подобные нарушения (которые должны быть, скорее, правилом, чем исключением) свидетельствуют об осложнении указанной, несомненно, существующей зависимости рядом дополнительных факторов (Д. Нильсон, Р. Стойбер, А. Мейджер, М. Реган и др.), влияющих на накопление в магматических продуктах некогерентных элементов.

Петрологические и геофизические исследования (С.Т. Балеста, М.И. Зубин, Ю.С. Генштафт, А.И. Фарберов, Е.А. Федотов, Н.П. Хитаров, М. Охара) определили интервал глубин генерации кайнозойских высокоглиноземистых базальтов в 60–120 км. Полиастеносферную модель глубинного строения литосферы разработал Г.З. Тараканов; согласно ей, частичное плавление в мантии осуществляется в участках пересечения сейсмофокальной зоной четырех астеносферных слоев, глубина расположения которых 60–80, 110–150, 220–290, 380–420 км.

Используя принцип актуализма, связь магматизма с сейсмофокальными зонами можно предполагать и в рассмотренных выше вулканогенных

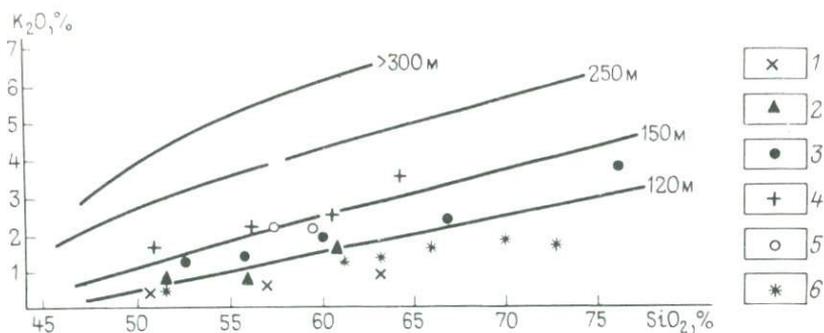


Рис. 36. Корреляция содержаний K_2O и SiO_2 с глубиной сейсмофокальных плоскостей [60].

1 — андезит-базальтовая формация юры — неокома Удско-Мургальской островной дуги; субформации базальт-андезитовой формации альба—турона Охотско-Чукотского пояса; 2 — низкокалиевая, 3 — умереннокалиевая, 4 — высококалиевая Ульинского прогиба, 5 — то же, Гижигинского сектора; 6 — базальт-андезит-дацитовая формация олигоцена — миоцена Камчатско-Корякского пояса

поясах. Наиболее четко поперечная химическая зональность, как было показано, проявлена в Охотско-Чукотском поясе, что выражено в латеральной смене рассмотренных ранее субформаций базальт-андезитовой формации и в общем виде заключается в нарастании в глубь континента Si, Ti, K, Mg, уменьшении величины Fe/Mg. Если эти данные интерпретировать как показатель изменения глубины положения мантийных источников, коррелирующихся с ориентировкой в пространстве сейсмофокальной зоны (Д. Нинкович, Дж. Хейс), то глубина залегания последней от фронтальной части пояса к тыловой возрастает от 120 до 150–160 км (рис. 36).

Близкий результат получен при использовании диаграмм зависимости содержания K_2O от глубины расположения зон Беньюфа, построенных Т. Хазертоном и В. Дикинсоном для вулканитов Индонезии и Новой Зеландии. Однако, учитывая множественность факторов, влияющих на накопление K_2O и других элементов, возникает большое сомнение в возможности использования этих данных в качестве сугубо ориентировочных. Указанную методику можно скорее применить для установления общей тенденции наклона зоны Беньюфа, чем для определения абсолютных величин глубины залегания этой зоны и мантийных источников.

Относительно источников расплава отдельных субформаций базальт-андезитовой формации могут быть высказаны различные предположения. Если для низко- и умереннокалиевой субформаций реальнее предположить разноглубинную генерацию магматических расплавов, то менее однозначным представляется решение вопроса об источниках высококалиевой субформации. Учитывая нередкую пространственную взаимосвязь последней с породами нормальной щелочности (Н.И. Филатова), нельзя исключить возможности наличия у них единых мантийных источ-

ников, но развивавшихся в различном флюидном режиме. При этом следует также учитывать данные (Л.Л. Леонова, И.П. Кирсанов) о возникновении субщелочных вулканитов в результате эманационной дифференциации единого исходного известково-щелочного расплава.

Мантийные источники олигоцен-миоценовой формации Камчатско-Корякского пояса располагались, по-видимому, на меньших глубинах по сравнению с расплавами Охотско-Чукотского пояса. Использование указанной методики позволяет ориентировочно оценить глубины генерации базальтовых расплавов в 80–100 км (см. рис. 36). Выше рассмотренная поперечная зональность этого пояса свидетельствует о связи последнего с сейсмофокальной зоной, наклоненной на север, под континент. Довольно постоянное содержание калия в вулканитах Камчатско-Корякского пояса вкрест его простирания можно было бы интерпретировать как показатель пологого залегания сейсмофокальной зоны. Однако, с нашей точки зрения, это пример осложнения корреляционной зависимости содержание K_2O – глубина до зоны Беньофа другими факторами. В данном случае на накопление калия усредняющее влияние могла оказывать кора переходного типа, в пределах которой формировались промежуточные очаги с длительно и интенсивно проявившимся процессом фракционирования расплава.

Наименее глубинное происхождение, вероятно, имели толеитовые островодужные магмы, с которыми связано накопление позднеюрско-неокомовой формации Удско-Мургальского пояса. Ориентировочная глубина очагов магмообразования для Удско-Мургальского пояса составляет 60–80 км (см. рис. 36). При формировании островодужных толеитов, значительно отличающихся от океанических лейкократовостью (А. Энгель, П. Якиш, Дж. Гилл, В.А. Кутолин, Т. Пирс и др.), предполагается существенная роль газовой и флюидной составляющей, что согласуется с имеющимся по Удско-Мургальской дуге фактическим материалом. Высокая газонасыщенность, подтверждающаяся рядом уже рассмотренных признаков, возможно, предопределила подчеркивавшийся выше известково-щелочной уклон магматических образований Удско-Мургальского пояса.

Таким образом, глубинность источников мантийных расплавов возрастает в ряду Удско-Мургальский – Камчатско-Корякский – Охотско-Чукотский пояса. Об этом же свидетельствует возрастание в указанном порядке в базальтоидах величины Ni/Co (в Удско-Мургальском поясе 0,50; в Камчатско-Корякском 1,4; Охотско-Чукотском 2,5) и уменьшение величины V/Cr (соответственно 15; 8; 0,4). Величина K/Na в базальтах Охотско-Чукотского пояса более чем вдвое превышает аналогичный параметр базальтов Удско-Мургальского пояса. Оценивая роль флюидов при накоплении формаций среднего – основного состава, следует отметить, что по геологическим данным, их давление возросло в указанном выше ряду вулканогенных поясов.

Проведенное сравнение химизма вулканогенных поясов северо-западной части Тихоокеанского региона показывает корреляцию их состава со строением субстрата, на котором закладываются пояса. Общая щелоч-

ность, количество K_2O , величина K_2/Na_2O , содержание ряда литофильных элементов-примесей возрастает в указанном ряду поясов (Удско-Мургалский – Камчатско-Корякский – Охотско-Чукотский), что находится в соответствии с особенностями строения их фундамента: в том же порядке возрастает и степень континентальной зрелости коры субстрата поясов. Еще выше уровень перечисленных параметров в вулканитах Андийского пояса, формировавшихся на континентальной коре и литосфере повышенной мощности (см. рис. 34).

Влияние субстрата на конечный состав расплава происходит на двух уровнях – коровом и мантийном. Несомненно воздействие коры на мантийные расплавы, фракционирующие в периферических внутрикоровых очагах. Такое положение периферических очагов, во-первых, предопределяет возможность дифференциации расплава, а во-вторых, приводит к неизбежному воздействию вещества коры на состав расплава. При этом мера влияния этого вещества на магнообразование находится в прямой зависимости от степени континентальной зрелости субстрата поясов, мощности коры, длительности магнообразования (коррелирующей со стабильностью определенной геодинамической обстановки), а также от величины сжатия в области развития периферических очагов. Однако можно предположить, что и мантийный уровень в области генерации магмы обладает разным составом под корой различного строения, что обусловлено латеральной неоднородностью мантии.

Таким образом, не только крутизна наклона сейсмофокальной зоны (т.е. глубина генерации магм) определяет состав мантийных расплавов, но также и степень и характер латеральной неоднородности мантии в надвигающейся плите. Вместе с тем состав мантийного клина над сейсмофокальной зоной зависит и от свойств поддвигающейся плиты, поскольку в результате дегидратации плиты и поступления флюидов из зоны субдукции состав мантии над ней прогрессивно обогащается кремнеземом, щелочами и другими литофильными элементами.

Итак, состав вулcano-плутонических ассоциаций, принадлежащих известково-щелочной и островодужной толеитовой сериям, меняется от пояса к поясу и в пределах единого пояса (как в продольном, так и поперечном направлениях) в зависимости от глубины мантийных магногенерирующих областей, латеральной неоднородности мантии, строения коры в надвигающейся плите, на которой закладываются пояса. Кроме того, на состав расплавов влияют свойства поддвигающейся плиты, длительность сближения плит, а также характер геодинамического режима (сжатие или растяжение) в магногенерирующих областях и на участках возникновения периферических очагов. Объемы расплавов обнаруживают прямую зависимость от скорости сближения плит и продолжительности субдукции. Подчеркивая резко выраженную зависимость состава вулcano-плутонических ассоциаций вулканогенных поясов от их субстрата (и от корового, и от мантийного уровней), следует признать неразработанность в настоящее время критериев, которые позволяли бы определять роль этого фактора среди других выше перечисленных причин, предопределяющих состав вулканитов пояса.

Проблема происхождения обособленных формаций кислого состава сложна. Многие исследователи отдают предпочтение гипотезе мантийной природы пород кислого состава, причем одним из наиболее существенных доказательств этого является низкая величина начального отношения изотопов $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Э.И. Пополитов и О.Н. Вольнец показали наследование кремнекислыми вулканитами Камчатки геохимической специфики мантийных базальтов. Известны обладающие "мантийными" значениями изотопного стронциевого отношения риолиты (например, на Камчатке и Курилах), которые, однако, характеризуются большими объемами и не могут быть результатом конечного фракционирования мантийной магмы (В.М. Дуничев, А.И. Толстихин и др.). В этом случае предполагается образование риолитовой жидкости в результате невысокой степени плавления нижней, мафической, части коры при участии мантийных тепловой энергии и флюидов. Такого происхождения риолиты в дуге Тонга — Кермадек Дж. Эйхельбергер противопоставляет риолитам, обогащенным калием и другими литофильными элементами и возникшим при анатексисе гранитно-метаморфического слоя (например, в вулканогенном поясе Новой Зеландии). Реальность палингенных риолитовых расплавов доказывается в работах А.С. Павленко, А.А. Маракушева и др. Таким образом, кора может быть источником двух типов риолитов (дополняющихся третьим — мантийного генезиса).

Показанная выше химическая обособленность (дополняющаяся и структурной) кремнекислых формаций от образований мантийного генезиса позволяет предположить главенствующую роль в их формировании внутрикоровых анатектических очагов на уровне гранитно-метаморфического слоя. Индуцируют процесс корового анатексиса и возникновение риолитовых магм мантийные расплавы, предопределяющие возникновение повышенного теплового и флюидного режима. Обычно кремнекислые формации начинают развиваться одновременно со средними — основными, продолжая накапливаться и после завершения мантийного вулканизма и образуя, таким образом, гомодромные ряды формаций.

Значительно реже, как, например, в Камчатско-Корякском поясе образуется антидромный ряд, но и здесь в отдельных местах базальт-андезит-дацитовая формация начала накапливаться раньше риолит-дацитовой. Интенсивность мантийного магматизма, несомненно, влияет на активность корового, что выражается в появлении однопорядковых объемов магм того и другого генезиса. Так, в Охотско-Чукотском поясе 700 тыс. км³ базальт-андезитовой формации соответствуют 350/380 тыс. км³ кремнекислых формаций. В Камчатско-Корякском поясе в пределах рассматриваемого региона объемы мантийного и корового магматизма составляют соответственно 20 и 15 тыс. км³ (без учета невоскрытых глубинных фаций). Это свидетельствует о наличии парагенетических связей кремнекислых формаций с мантийными, средними — основными.

Интенсивность процесса риолитового вулканизма зависит также от степени континентальной зрелости коры, что оказывает влияние и на состав анатектических магм. Выше это было продемонстрировано от-

личиями химизма кремнекислых формаций Охотско-Чукотского и Камчатско-Корякского поясов, имеющих различный фундамент. Более того, состав единой формации испытывает значительные латеральные изменения в соответствии с изменением субстрата пояса, что было показано в главе III на примере Охотско-Чукотского пояса. Следует отметить, что эти латеральные вариации содержания щелочей в кремнекислых формациях гораздо значительнее, чем в известково-щелочных образованиях, в чем, вероятно, заключается специфика коровых анатектических магм. Эти магмы обнаруживают черты влияния и мантийных флюидов. Это доказывається, в частности, согласованными повышением или понижением содержания калия на отдельных участках Охотско-Чукотского пояса и в средних — основных, и в кремнекислых формациях, что обусловлено, вероятно, длительным действием мантийных флюидов определенного состава. Таким образом, в риолитовых анатектических магмах происходит, по-видимому, интеграция калия, имеющего как коровые, так и подкоровые источники.

На объем и состав кремнекислых формаций влияет также длительность процесса анатексиса, обусловленная определенной геодинамической обстановкой. В ходе ремобилизации коры с течением времени происходит увеличение содержания литофильных элементов, что выявляется, например, при сравнении двух наследующих друг друга в Охотско-Чукотском поясе формаций — дацит-риолитовой и субщелочной дацитовой. Еще более резко это проявлено при формировании риолитов и сопутствующих им гранитоидов в Андийском и Малайском поясах. Интенсивность риолитового вулканизма зависит от геодинамической обстановки; как показано в главе VI, оптимальным режимом является обстановка умеренного сжатия (с усилением сжатия вулканические фации уступают место плутоническим).

Показанная выше зависимость состава магматических образований поясов от их субстрата свидетельствует о недостаточности выделения в качестве эталонных вулкано-плутонических ассоциаций только островодужного и окраинно-континентального типов. Так, например, среди последних существенно будут отличаться по химизму вулканы, возникающие на коре континентального и переходного типов. Более подробно, с привлечением материалов по поясам других частей Тихоокеанского кольца, это аргументировано в главе VII, где подчеркивается большое разнообразие субстратов поясов в зоне перехода континент — океан. В связи с этим представляется необходимостью выделения в качестве эталонов вулканогенных поясов всех возможных типов глубинного строения. Ныне петрологами уже доказано различие пород толеитовой серии, возникающих в различных тектонических условиях. По-видимому, столь же, а может быть, и более неоднородными являются образования известково-щелочной серии, формирующиеся на различном субстрате в условиях сближающихся литосферных плит.

Совсем в иной, внутриплитовой обстановке происходило накопление маастрихт-эоценовой бимодальной ассоциации. В ходе ее становления по мере развития процесса рифтогенеза глубина магмогенерирующей области

возрастала, что доказывается сменой маастрихт-датских лейкократовых базальтов существенно меланократовыми палеоцен-эоценовыми базальтоидами. Родоначальным расплавом для палеогеновых базальтоидов служила, вероятно, оливин-базальтовая магма, которая, по мнению многих исследователей (Х. Куно, А. Грин, А.А. Маракушев и др.), образуется на больших глубинах по сравнению с толеитовыми и высокоглиноземистыми базальтами. О значительных глубинах генерации оливин-базальтовых магм свидетельствуют и данные Р. Шварцера и Д. Роджерса, которые указывают на отсутствие влияния литосферы на состав этих расплавов.

Изложенные выше данные показывают, что палеогеновые базальты зон рифтогенеза являются более меланократовыми чем базальты всех рассмотренных вулканогенных поясов, характеризуюсь наиболее высокими содержаниями титана, элементов группы железа, большей величиной Ni/Co (2,7), а кроме того, и значительным содержанием калия. Это позволяет предположить, что очаги исходных расплавов палеоцен-эоценовой щелочнобазальтовой формации располагались на гораздо более глубоких уровнях по сравнению с очагами, питавшими вулканогенные пояса, и размещались, вероятнее всего, в пределах неистощенной мантии. Особенностью процесса рифтогенеза являлось высокое давление флюидов, обусловивших широкое развитие миндалекаменных текстур и некоторые особенности химизма базальтоидов, например, повышенную их глиноземистость.

Отмеченные выше некоторые вариации состава палеогеновых базальтоидов, распространенных в пределах коры различного строения, обусловлены, вероятнее всего, латеральными неоднородностями мантии. Воздействие коры на состав мантийных расплавов было, вероятно, минимальным. Однако в отдельных случаях особенности строения коры влияли на процесс вулканизма. Так, через мощную континентальную кору магматические расплавы проходили практически без задержки, характеризуюсь излияниями трещинного типа, без сколько-нибудь значительной дифференциации магмы. В коре переходного типа щелочнобазальтовые расплавы задерживались, происходила несколько большая их дифференциация, а вулканическая деятельность осуществлялась путем развития щитовых вулканитов и стратовулканитов.

Из сравнения палеогеновых базальтоидов с породами Восточно-Африканской рифтовой зоны (В.И. Герасимовский, А.И. Поляков) следует, что среди них отсутствуют базальты щелочной серии. Это может служить указанием на сравнительно небольшую степень деструкции земной коры на Северо-Востоке СССР в позднемиловое – раннепалеогеновое время, что обусловило возникновение здесь неполного эволюционного ряда, свойственного рифтовым зонам Земли (А.Ф. Грачев, А.И. Поляков).

Небольшие объемы субщелочных вулканитов кислого состава, входящих в маастрихт-эоценовую бимодальную ассоциацию, являются, вероятнее всего, следствием плавления гранитно-метаморфического слоя коры в зонах рифтогенеза в условиях повышенного теплового и флюидного режима, создающегося мантийными расплавами. При этом мантий-

ные расплавы и флюиды непосредственно влияли на возникшую в результате анатексиса риолитовую магму, вследствие чего в вулканитах кислого состава зон рифтогенеза по сравнению с породами кремнекислых формаций вулканогенных поясов выше содержания Na_2O , CaO , Zr , V , Ni при пониженных количествах FeO^* , K_2O , Li .

В геологической литературе формации мантийного и корового генезиса, входящие в вулканогенные пояса, нередко именуют контрастными (бимодальными) ассоциациями. Представляется более целесообразным в качестве контрастных выделять ассоциации только зон рифтогенеза, что сделалось уже общепринятым. Что же касается вулканогенных поясов, то само явление контрастности (бимодальности) там практически отсутствует, поскольку широко распространена группа пород андезитового состава. Таким образом, мантийные образования в вулканогенных поясах по составу и степени дифференциации резко отличаются от мантийных пород зон рифтогенеза. Как было показано выше, определенную специфику несут и кислые выплавки зон рифтогенеза, что отличает их от анатектических магм вулканогенных поясов но естественно, что при оценке генезиса магматических пород вулканогенных поясов необходимо иметь в виду возможность их генерации на разных уровнях – как коровых, так и мантийных, что делает целесообразным выделение соответствующих, различных по генезису магматических формаций.

Глава V

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИХ – РАННЕКАЙНОЗОЙСКИХ ПЕРИОКЕАНИЧЕСКИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОЯСОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХООКЕАНСКОГО КОЛЬЦА

КОЛЬЦЕВЫЕ ТЕКТОНО-МАГМАТОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ

Кольцевые тектоно-магματοгенные структуры – типичнейшие и широко распространенные элементы вулканогенных поясов, генетически связанные с формированием магматических образований этих поясов. Указанные структуры – это обладающие центральной симметрией дислокации земной коры, возникающие в непосредственной близости от развивающегося в коре магматического очага (или системы разноглубинных очагов), причинно с ним связанные. Генетическая связь большинства кольцевых структур с процессами магматизма отмечалась многими исследователями, в том числе В.Ф. Белым, М.М. Василевским, А.Б. Игнатьевым, И.В. Лучицким, А.Е. Михайловым, И.Н. Свешниковой, В.В. Соловьевым, И.Н. Томсоном, М.А. Фаворской, Н.И. Филатовой, Л.Н. Шарпенко и др.

Выделено несколько генетических типов кольцевых структур, обус-

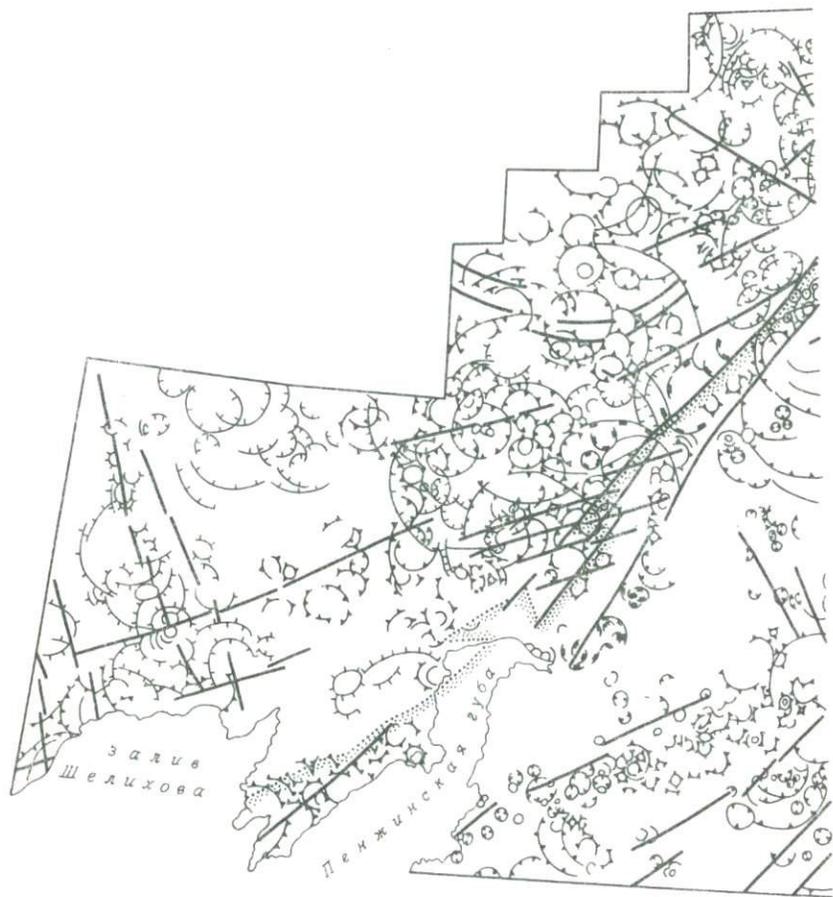
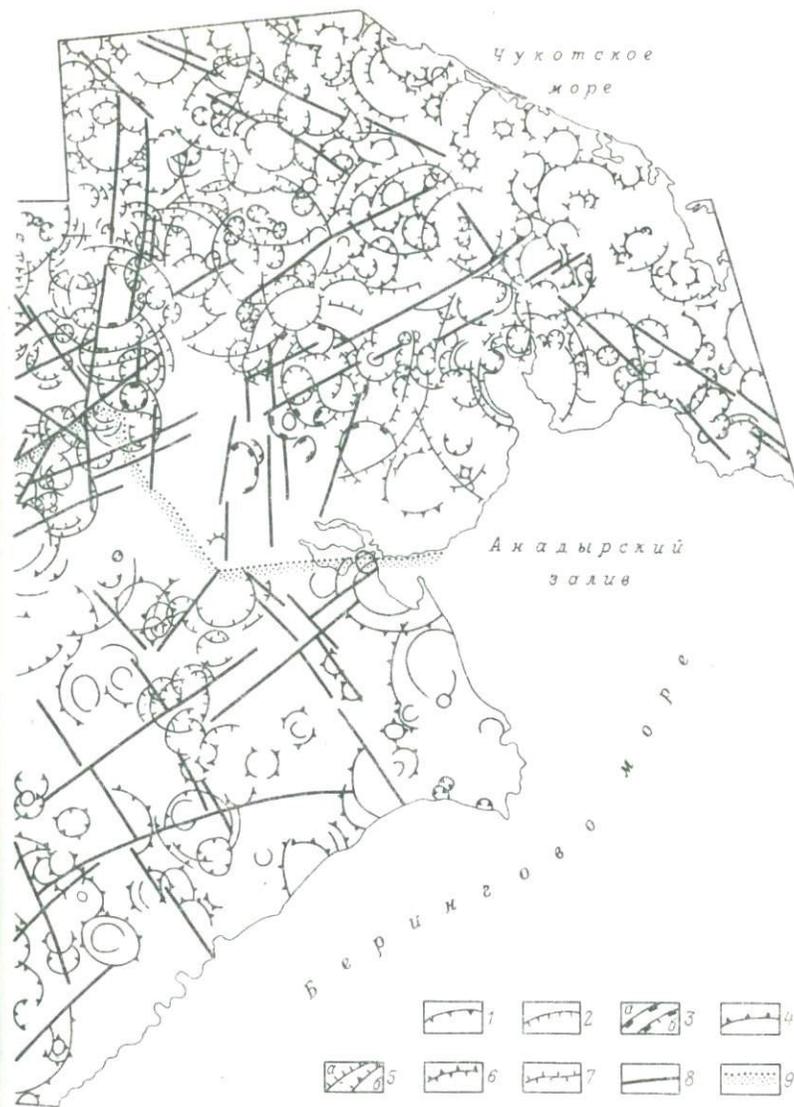


Рис. 37. Распределение различных генетических типов позднемезозойских – ранне-СССР.

Вулканогенные кольцевые структуры, связанные с магматизмом: 1 – известково-щелочные структуры, 2 – базальтоиды, приуроченные к обновленным разломам более древних структур, связанные с магматизмом: 4 – известково-щелочным; Вулкано-плутогенные кольцевые структуры, связанные с магматизмом: 5 – риолитовым (а), риолитовым или известково-щелочным (б); 9 – предполагаемая северная граница



кайнозойских тектоно-магматогенных кольцевых структур на Северо-Востоке

щелочным, 2 – риолитовым, 3 – щелочнобазальтовым (а – самостоятельные кольцевые структуры – знак совмещенный). Плутогенные кольцевые 5 – риолитовым (а), риолитовым или известково-щелочным (б). 6 – известково-щелочным, 7 – риолитовым; 8 – главные магмоподводящие разломы; 9 – предполагаемая северная граница

ловленных проявлением островодужного толеитового известково-щелочного, кремнекислого (палингенного), реже субщелочного базальтоидного магматизма (рис. 37). Время формирования отдельных кольцевых структур ограничено возрастным интервалом накопления отдельных магматических формаций; породы других формаций присутствуют в них только в качестве аллохтонных. Однако чаще кольцевые структуры имеют гораздо более короткий возрастной интервал развития. Количество кольцевых структур, связанных с кремнекислым магматизмом, находится в прямой зависимости от степени континентальной зрелости субстрата, хотя возникают они и на коре переходного типа (главным образом, после этапа тектонического сжатия). Дополнительным, но необходимым условием возникновения кольцевых структур палингенного магматизма является внедрение в непосредственной близости мантийных расплавов, создающих повышенный тепловой поток. Именно такие парные, парагенетически связанные ряды кольцевых структур палингенного и мантийного магматизма характерны для вулканогенных поясов.

Среди кольцевых структур, обусловленных островодужными толеитовым, известково-щелочным, а также кремнекислым магматизмом, по их соотношению с фациями различной глубинности выделяются вулканогенные, вулканоплутоногенные и плутоногенные. Базальтоиды контрастных формаций в условиях консолидированной коры образуют преимущественно немногочисленные кольцевые структуры, а чаще используют ранее возникшие разломы, в том числе и ранее сформировавшихся кольцевых структур. Устанавливаются определенные закономерности в размещении и вулканогенных, и плутоногенных типов кольцевых структур, что в известной мере может служить индикатором геодинамических условий их формирования. В частности, Охотско-Чукотский и Камчатско-Корякский пояса образованы параллельными рядами вулканогенных и плутоногенных кольцевых структур, что отражает наличие в их пределах узких смежных зон, характеризующихся различными тектоническими напряжениями, — соответственно растяжения и сжатия.

Кольцевые структуры рассматриваемой группы представлены сочетанием конформных дуговых и кольцевых, а также радиальных разломов, дополняющихся в ряде случаев блоковыми дислокациями пород. По сложности строения выделяются элементарные кольцевые структуры и кольцевые системы. Первые могут быть как отрицательными (кальдеры, образующиеся в результате компенсационных просадок над опускающимися магматическими камерами), так и положительными (купола, возникающие вследствие диапиризма при формировании интрузивных и субвулканических тел) формы. Отрицательные структуры нередко характеризуются центриклинальным положением слагающих их слоев, вторые — периклинальным. Размеры этих структур не превышают первых десятков километров в поперечнике.

Размеры кольцевых систем от первых десятков до 200–250 км; системы диаметром более 100 км выделены в ранг кольцевых мегасистем. Обычно рассматриваемые системы объединяют элементарные кольцевые структуры, которые размещаются вдоль обрамляющих их дуговых

разломов, образуя структуру "шарикоподшипника", или располагаются незакономерно на площади кольцевых систем, пересекаясь друг с другом. Если элементарная кольцевая структура связана с одним близповерхностным магматическим очагом, то кольцевая система является отражением сравнительно глубинного крупного очага и отходящих от него к поверхности нескольких более мелких магматических камер.

Кольцевые системы образованы обычно совокупностью положительных и отрицательных элементарных форм, вследствие чего имеют сложный поперечный профиль. Наиболее часто отмечаются следующие варианты строения кольцевых систем: 1) периферический кольцевой грабен, состоящий из цепочки орбитально расположенных кальдер, обособляет пассивно возникший центральный кольцевой горст; 2) комбинация периферического кольцевого грабена и центрального купола (интрузивного или субвулканического); 3) периферический кольцевой горст, образованный орбитально расположенными куполами, в сочетании с центральной вулкано-тектонической депрессией; 4) занимающие всю площадь кольцевой системы несколько пересекающихся друг с другом кальдер, в целом формирующие обширную вулканогенную депрессию. Особый случай представляют кольцевые системы, связанные с нескрытыми магматическими камерами, в пределах которых на поверхности магматические проявления отсутствуют или весьма незначительны. Обладая на глубине (вблизи магматических тел) куполовидным строением, на поверхности эти структуры выражены обычно лишь сочетанием дуговых и радиальных разломов. Нередко морфология кольцевых структур меняется и усложняется в течение магматического цикла. Так, например, внутри вулканогенных депрессий на более поздних этапах развития возникают плутоногенные купола и, напротив, на кольцевых структурах купольного строения формируются просадки.

Рассмотренные фанерозойские кольцевые структуры нередко находят отражение на геофизических картах, что И.Н. Томсоном и М.А. Фаворской отмечалось и ранее. На магнитометрических картах им обычно отвечают положительные (реже отрицательные) аномалии. На гравиметрических картах кольцевым структурам, связанным с известково-щелочными и кремнекислыми образованиями, соответствуют отрицательные аномалии, отражающие, вероятно, относительно глубинные магматические массивы, обладающие меньшей плотностью, чем вмещающие породы. Зачастую кольцевые структуры располагаются вдоль горизонтальных градиентов поля силы тяжести, которые отражают в физических полях магмоподводящие зоны глубинных разломов.

Кольцевые тектоно-магматогенные структуры обнаруживают четкую пространственную и генетическую приуроченность к зонам глубинных магмоподводящих разломов. Конфигурация магмоподводящих разломов (прямолинейная или дуговая) обуславливает соответствующую форму зоны (пояса) скопления кольцевых структур. В одних случаях эти разломы прослеживаются очень четко, в других случаях они являются скрытыми, "залеченными" магматическими образованиями, выраженными пунктирно.

На размещение кольцевых структур оказывают влияние и разрывы, поперечные по отношению к магмоподводящим, причем особенно важны в этом отношении трансрегиональные разломы; эти разломы обуславливают появление в вулканогенных поясах поперечных рядов тектоно-магматогенных структур. В местах пересечения (сочленения) разнонаправленных разломов наблюдается сгущение кольцевых структур или появление наиболее крупных из них. Там, где осуществляется пересечение или сочленение наиболее мощных зон разломов, возникают крупнейшие тектоно-магматогенные кольцевые мегасистемы, что будет показано далее на примере Центрально-Чукотского сектора.

В целом большинство магмоподводящих разломов являются более древними нарушениями, активизировавшимися на этапе формирования магматических образований. Таковы не только прямолинейные разломы, но и дуговые разломы ранее возникших кольцевых тектоно-магматогенных структур. Так, например, маастрихт-эоценовые базальтоиды при своем внедрении нередко использовали обновившиеся дуговые разломы меловых кольцевых структур, входящих в состав Охотско-Чукотского пояса.

ОХОТСКО-ЧУКОТСКИЙ ВУЛКАНОГЕННЫЙ ПОЯС

В последние годы на материалах по Тихоокеанскому кольцу выделен ряд тектонотипов вулканических поясов, формирующихся в различных тектонических обстановках и обладающих большим разнообразием структурных форм. Необходимо отметить, что при структурной характеристике тех или иных тектонотипов вулканических поясов обычно принимаются во внимание все развитые в их пределах тектонические элементы, которые в дальнейшем и используются в качестве индикаторов структур при реконструкции определенных типов вулканических поясов прошлого.

Однако изучение тектонического строения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса выявило гетерогенность размещенных на его площади тектонических элементов, как в возрастном, так и в генетическом отношении. Наряду с тектоно-магматогенными структурами, несомненно возникшими в процессе мелового магматизма (в результате как наземных, так и глубинных его проявлений), здесь распространены структурные формы – складки, грабены, надвиги, закономерно расположенные в пределах этого пояса, но генетически с ним не связанные.

Охотско-Чукотский пояс образован совокупностью различных типов тектоно-магматогенных кольцевых структур, в размещении которых обнаруживается пространственная и генетическая связь с магмоподводящими разломами. Характер сочетаний этих элементов меняется вдоль простирания пояса, что предопределило выделение в его пределах, как уже отмечалось, восьми секторов (с юго-запада на северо-восток): Удско-Ульинского, Охотского, Тигижинского, Пенжинского, Анадырского, Центрально-Чукотского, Канчаланского и Восточно-Чукотского (см. рис. 1).

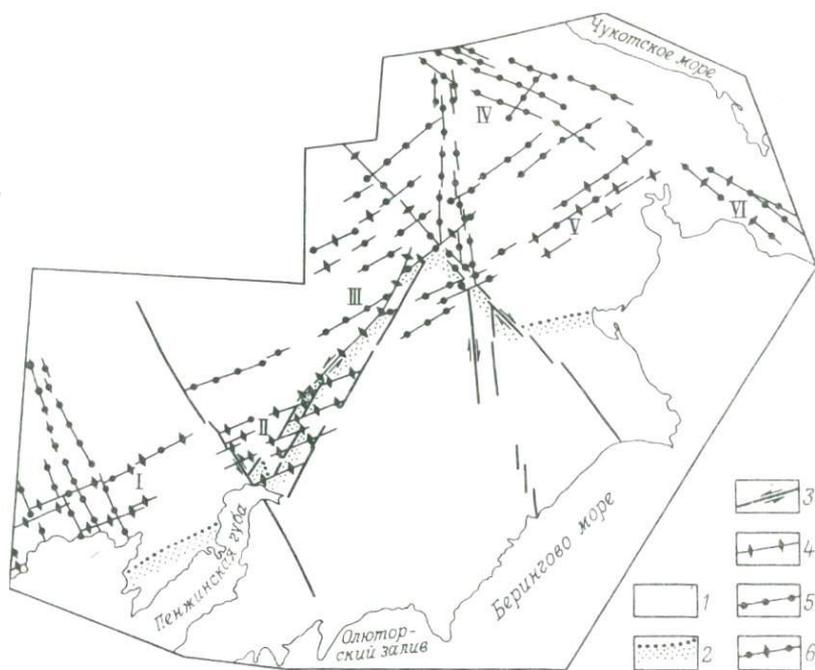


Рис. 38. Главные магмоподводящие разломы северной и центральной частей Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

1 — кора континентального типа; 2 — северная граница коры переходного типа; 3 — сдвиги; главные магмоподводящие разломы Охотско-Чукотского пояса: 4 — контролирующие известково-щелочной, реже риолитовый магматизм, 5 — контролирующие интенсивный риолитовый магматизм (в небольших объемах — известково-щелочной), 6 — контролирующие известково-щелочной и риолитовый магматизм. Римскими цифрами обозначены секторы пояса: I — Гижигинский, II — Пенжинский, III — Анадырский, IV — Центрально-Чукотский, V — Канчаланский, VI — Восточно-Чукотский

Главные магмоподводящие разломы пояса представляют сгущения протяженных, кулисообразно и параллельно расположенных нарушений общей шириной до 200 км (рис. 38). Рассматриваемый пояс связан с несколькими такими пересекающимися системами меняющейся ориентировки (от субширотной через северо-восточную до северо-западной), что обуславливает соответствующее простиранье отдельных отрезков пояса. Аналогичную конфигурацию имеет и сопровождающая пояс региональная гравитационная ступень.

Продольные (по отношению к простиранью пояса) разломы являлись проводниками как известково-щелочного, так и кремнекислого магматизма. Важное значение в формировании пояса имели поперечные (чаще всего трансрегиональные) системы разломов, вдоль которых размещались большие объемы кремнекислых образований и в меньшей мере известково-щелочные породы (последние преимущественно в инт-

рузивной фации). На гравиметрических картах эти поперечные разломы выражены соответствующим простираем изоманомал, а также серией локальных отрицательных аномалий, фиксирующих, по-видимому, очаги анатектической магмы. Иногда им соответствуют линейные положительные магнитные аномалии. Поперечные разломы нередко являются границами секторов. Они не только значительно усложняют строение пояса, но и предопределяют появление дочерних поясов – ответвлений, отходящих от основного ствола пояса преимущественно в пределы Верхояно-Чукотской тектонической области. Большинство магмоподводящих разломов Охотско-Чукотского пояса, как продольных, так и поперечных, является древними, обновившимися структурами фундамента.

Продольный латеральный ряд структур на крайнем юго-западе пояса, в Удско-Ульинском секторе, включает главную магмоподводящую систему разломов северо-восточной ориентировки. В Охотском секторе она сменяется мощной субширотной Приохотской системой разрывов. Разделяющая указанные секторы поперечная субмеридиональная Куйдусунская система разломов далеко на север уходит из Охотско-Чукотского пояса и является средоточием тектоно-магматогенных структур, возникших при формировании игнимбритов и гранитоидных массивов. Аналогичные структуры, связанные с кремнекислым магматизмом, широкое распространение имеют в Удско-Ульинском секторе.

Восточнее, в пределах *Гижигинского* и *Пенжинского* секторов, главной магмоподводящей является Охотско-Пенжинская система разломов восток-северо-восточного ($60-70^\circ$) простираения. Фрагменты разрывов этой системы, вероятно, имеются и северо-восточнее – в пределах краевой части Корякско-Камчатской тектонической области и далее на Чукотке (см. рис. 38). Не исключено, что эта единая в прошлом система разрывов была нарушена в "допоясное" время по левому Анадырско-Орловскому сдвигу. Западным ограничением Гижигинского сектора служит Омсукчанская система разломов.

Наиболее мощные поперечные системы разломов Гижигинского сектора – Омсукчанская и Сугойская – имеют северо-западную ориентировку и трансрегиональный характер. Кольцевые тектоно-магматогенные структуры этого сектора подчинены двойному региональному контролю, концентрируясь вдоль восток-северо-восточных и северо-западных разломов [27]. Вдоль первых из них располагаются вулканогенные и вулканоплутоногенные структуры, вдоль последних – преимущественно плутоногенные. С Сугойской системой разломов связан поперечный, довольно протяженный (230 км) вулканогенный пояс, состоящий из тектоно-магматогенных кольцевых структур, диаметр которых с юго-востока на северо-запад уменьшается от 80 до 5 км. В большинстве своем каждая более северная структура перекрывает более южную, что позволяет сделать вывод о постепенном их заложении в направлении с юго-востока на северо-запад; эти данные указывают на поступление магматических расплавов с юго-востока, из пределов Охотско-Чукотского пояса. Большая часть кольцевых структур этого пояса связана с гранитоидами и лишь

в немногих из них гранитоиды ассоциируются с вулканитами кислого состава.

В Гижигинском секторе, кроме того, отчетливо проявлена широкая Охотско-Корякская трансрегиональная система разрывных нарушений, продолжающаяся далее на восток в Корякско-Камчатскую тектоническую область. Составляющие ее разломы, не являясь магмоподводящими, в узлах пересечения с таковыми разрывами северо-западного и северо-восточного простирания создавали условия повышенной проницаемости для ювенильного вещества, в связи с чем здесь концентрировались магматические продукты, а также гидротермальные (в том числе и рудоносные) образования. Гижигинский сектор граничит с восточнее расположенным Пенжинским по Омолонско-Тылхойскому разлому.

В Пенжинском секторе главный структурный контроль размещения кольцевых тектоно-магматогенных структур осуществляет Охотско-Пенжинская система разломов (см. рис. 21). К юго-востоку от входящего в нее Окланско-Мургальского разлома располагаются кольцевые структуры, связанные с известково-щелочным магматизмом, в том числе и плутоногенные структуры. К северо-западу от этого разлома, наряду с вулканогенными и вулканоплутоногенными кольцевыми структурами известково-щелочного магматизма, размещаются отрицательные вулканогенные структуры, обусловленные кремнекислым магматизмом.

Локализация всех кольцевых структур Пенжинского сектора предопределена разломами, как правило, трансрегионального значения, поперечными к простиранию Охотско-Пенжинской системы разломов. Наиболее четко здесь проявлены сближенные разломы северо-западной ориентировки, которые, являясь магмоподводящими, играли также и роль сдвигов. Длительное проявление этих структур подтверждается на примере Пенжинско-Аниваямского и Мургальско-Налгимского разрывов, разграничивающих Пенжинский и Анадырский секторы. По этим обновленным разломам фундамента Охотско-Чукотского пояса в сеномане и сеноне происходили мощные извержения кремнекислых магматических продуктов (включая игнимбриты) с образованием крупных вулканогенных кольцевых структур, например Еропольской. В зоне двух названных разломов располагаются сенонские вулканические постройки, прижерловые фации которых представлены линзовидно флюидалными игнимбритами, сменяющимися при удалении от центра извержения терригенными и терригенно-туфогенными отложениями.

Рассматриваемая поперечная трансрегиональная зона разломов была высокопроницаемой и позднее: в ней формировались молодые тектоно-магматогенные структуры, осложнившие дислокации Охотско-Чукотского пояса. В палеогене эта зона была использована мелкими субвулканическими телами, генетически связанными с южнее развивавшимся Камчатско-Корякским вулканогенным поясом. К зоне Мургальско-Налгимского и Пенжинско-Аниваямского разломов приурочен Верхнемургальский тектоно-магматогенный купол, обусловленный двухэтапным внедрением палеогеновых субвулканических образований. На первом



- | | | | |
|--|----|--|----|
| | 1 | | 11 |
| | 2 | | 12 |
| | 3 | | 13 |
| | 4 | | 14 |
| | 5 | | 15 |
| | 6 | | 16 |
| | 7 | | 17 |
| | 8 | | 18 |
| | 9 | | 19 |
| | 10 | | 20 |

Рис. 39. Структурно-формационная схема северо-восточной части Охотско-Чукотского пояса.

Охотско-Чукотский окраинноконтинентальный альб-сенонский вулкано-генный пояс: 1 – альб-туронская вулкано-плутоническая ассоциация, 2 – альб-сенонская вулкано-плутоническая ассоциация. Образования фундамента Охотско-Чукотского вулкано-генного пояса и прилегающих регионов: 3–8 – Верхне-Чукотская тектоническая область позднемезозойской межконтинентальной коллизионной складчатости: 3 – докембрийские кристаллические сланцы и эндербиты континентальной коры, 4 – шельфовые образования континентов (а – палеозойские карбонатно-терригенные, б – раннемезозойские терригенные), 5 – позднеюрские – раннемеловые терригенно-кремнисто-вулкано-генные и базит-гипербазитовые образования океанических бассейнов нерасчлененные, 6 – раннемеловые флишоидные терригенные отложения междуговых и преддоговых прогибов активных континентальных окраин, 7 – раннемеловая андезит-дацитовая формация окраинно-континентальных и островодужных вулкано-генных поясов, 8 – возникшие при коллизии раннемеловая диорит-гранодиоритовая формация и позднеюрско-раннемеловые молассовые и олистостромовые образования; 9–13 – Корякско-Камчатская тектоническая область позднемезозойской – кайнозойской коры океанической складчатости и покровообразования: 9 – палеозойские кремнисто-вулкано-генные и базит-гипербазитовые образования океанических бассейнов нерасчлененные, 10 – позднеюрско-раннемеловая вулкано-плутоническая ассоциация Удско-Мургаляского островодужного пояса, 11 – образования Камчатско-Корякского олигоцен-миоценового окраинно-континентального вулкано-генного пояса, 12 – юрско-меловые туфогенно-терригенные образования преддоговых аккреционных комплексов активных континентальных окраин, 13 – альб-сенонские туфогенно-терригенные образования внешней части преддогового прогиба, примыкающие к вулкано-генным формациям Охотско-Чукотского пояса. Зоны маастрихт-кайнозойской рифтогенеза, надолженные на Охотско-Чукотский пояс и прилегающие регионы: 14 – маастрихт-эоценовая бимодальная вулкано-плутоническая ассоциация, 15 – палеоген-четвертичные рыхлые терригенные образования в кайнозойских впадинах. Разрывные нарушения: 16 – трансрегиональные разломы, пересекающие блоки разновозрастной коры, 17 – фронтальные части надвигов и шарьяжей, 18 – дуговые разломы кольцевых тектоно-магматогенных мегасистем (а – отрицательных, б – положительных), 19 – дуговые разломы кольцевых тектоно-магматических структур (а – отрицательных, б – положительных). 20 – геологические границы

Крупнейшие системы разрывных нарушений (см. буквы на схеме), в том числе широтные: АЭ – Анойско-Экиткинская, АМ – Амгузская, ОТ – Омолонско-Тизквеевская, ЕЗ – Еропольско-Золотогорская, ВЕ – Верхнепенжинская; меридиональные: ОА – Олоторско-Анадырская, ЧБ – Чировско-Бельская, ПК – Пекульнейская, ТА – Танюрерская, ГЧ – Тизквеев-Чанталская; северо-западные: ТУ – Тень-вельевееско-Упринская, АА – Анойско-Анадырская, АН – Анойская, РБ – Раучуано-Бельская, ЧЭ – Чировско-Эльчгытгынская, ВК – Верхнеканчаланская, Ч – Чаунская; северо-восточные: ТЫ – Тытельевееская, МК – Мечкеревско-Койнынвеевская, ВА – Верхнеанадырская, ЕА – Еропольско-Амгузская, А, ОК – Анадырско-Окланская (А – Анадырский разлом, ОК – Орловско-Каменский разлом), ПЕ – Пенжинско-Анадырская, КН – Канчаланская.

Кольцевые мегасистемы и системы (см. буквы в квадрате): Ю – Юрумкувеевская, ПП – Пегтымель-Паляваамская, П – Пыкарваамская, О – Осиновская, Г – Танюрер-Канчаланская, Ч – Чантальвергльнская, МТ – Малотанюрерская, К – Крестовая, ТН – Тизквеевская

этапе произошло становление штокообразного тела, сложенного кварцевыми диорит-порфиритами и андезитами. Во второй этап сформировалась сближенная группа линзовидных тел гранодиорит-порфиров и дацитов. Диаметр возникшего вследствие магматического диапиризма купола около 80 км. Составляющие его крутонаклонные дуговые разломы разграничивают блоки, ступенчато погружающиеся в периферии купола и дополнительно нарушенные радиальными разломами. Верхнемургальский купол локализуется на участке повышенной проницаемости, что подтверждается обилием радиальных и дуговых даек, а также большими полями гидротермально измененных пород. Этому куполу соответствует кольцевая положительная магнитная аномалия.

В локализации тектоно-магматогенных структур Пенжинского сектора важная роль принадлежит трансрегиональным широтным и меридиональным системам разломов. Первая из них пересекает Охотско-Чукотский пояс, протягиваясь из Приколымья в пределы Корикского нагорья. Не менее протяженной является и долготный Маметчинско-Шайбовеевский разлом, который служит общей осью для Верхнепенжинской и Верхнеокланской мегасистем.

Восточнее Пенжинский сектор по Мургальско-Налгинскому разлому граничит с *Анадырским сектором*. Западной границей последнего является Мургальско-Налгинский разлом, находящийся за пределами рассматриваемой территории. Северо-восточная граница сектора проходит по субмеридиональной Чинейвеев-Бельской системе разломов.

Анадырский сектор характеризуется сочетанием разломов северо-восточного простирания (нескольких румбов) с поперечными к ним веерообразно расходящимися разрывными нарушениями северо-западной ориентировки, которые в совокупности контролируют размещение многочисленных кольцевых тектоно-магматогенных структур различного диаметра (рис. 39). Во фронтальной зоне рассматриваемого сектора размещаются структуры, связанные преимущественно с базальт-андезитовой формацией; в тыловой зоне этого сектора, наряду с указанными структурами, широкое распространение имеют тектоно-магматогенные дислокации, возникшие в связи с проявлением анатектического кремнекислого магматизма.

В Анадырском секторе главными магмоподводящими становятся составляющие Анадырско-Орловской системы разломов, простирающейся по азимуту 30–40°. Эту систему образуют два параллельных разлома — Анадырский и Орловско-Каменский, отстоящие друг от друга на 30 км. Магмоподводящими в мелу они являлись на отрезке, ограниченном с северо-востока Еропольско-Амгуэмским разломом, а с юго-запада — Охотско-Пенжинской системой разломов.

Анадырский разлом в региональном поле силы тяжести совпадает с узкой зоной градиентов большой интенсивности, а в региональном магнитном поле — ограничивает с юго-востока крупный интенсивный максимум, связанный с ареалом базальт-андезитовой формации. В поле остаточных аномалий силы тяжести этот разлом отделяет узкую высокоградиентную зону интенсивных положительных аномалий (на юго-восто-

ке) от широкой протяженной полосы отрицательных аномалий небольшой интенсивности (на северо-западе). Такая выраженность Анадырского разлома в геофизических полях характеризует его как границу крупных разнородных блоков земной коры.

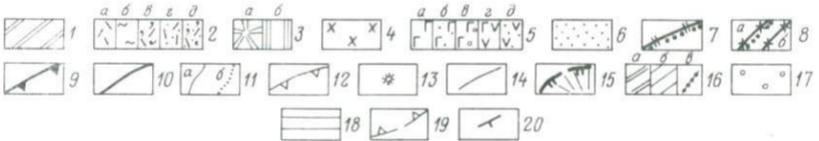
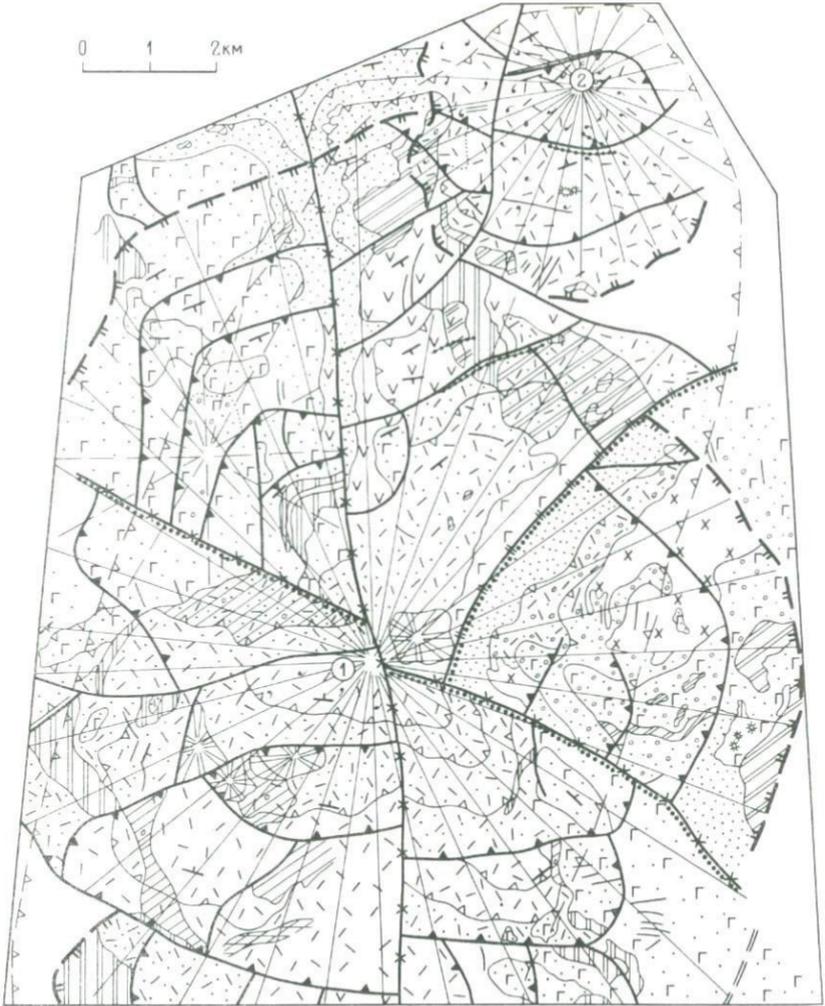
Вдоль Анадырского и Орловско-Каменского разломов происходило формирование кольцевых тектоно-магматогенных структур, связанных с внедрением известково-щелочных расплавов. Анадырский разлом являлся здесь границей фронтальной и тыловой зоны. Охотско-Чукотского пояса: к северо-востоку от него развивались кольцевые структуры, связанные с накоплением больших объемов дацитовой формации. Однако и в тыловой зоне пояса прослеживается ряд разломов восток-северо-восточной ориентировки, служивших путями подвода к земной поверхности известково-щелочной магмы, с которой связано возникновение базальт-андезитовой формации.

На востоке Анадырский разлом ограничивается Еропольско-Амгуэмский разломом, протягивающимся в восток-северо-восточном направлении по долине Еропола, через Щучьи и Березовые горы, верховья рек Кавральянской и Чинейвеема и продолжающийся далее уже за пределами Анадырского сектора (см. рис. 39). Ранее отрезок рассматриваемого разлома между Кайемравеемским и Бельским разломами считался северо-восточным продолжением Анадырского разлома. Однако установлены самостоятельность обоих разрывных нарушений и пересечение их под острым углом. Еропольско-Амгуэмский разлом лишь в незначительной мере служил проводником мантийного магматизма, но играл важную роль в выводе больших объемов альб-сенонских вулканитов дацитовой формации, имеющих палингенное происхождение. Этот крупный магмоподводящий разлом подтверждается и геофизическими данными.

К северо-западу от Еропольско-Амгуэмского разлома параллельно ему протягивается Верхнеанадырский разлом, выраженный несколькими кулисообразно расположенными составляющими, прослеживающимися от долины Яблона в бассейн Юрумкувеема. В гравитационном поле он маркируется цепочкой локальных минимумов, а в магнитном поле – рядом локальных положительных аномалий. К этому разлому приурочены позднемеловые вулканиты дацитовой формации. Эти же образования контролируются разломами северо-восточной ориентировки, протягивающимися в северо-западной периферической части Анадырского сектора. Указанный сектор пересекает три системы разломов северо-западного простирания, имеющие значение трансрегиональных: Анюйская, Раучуанско-Бельская и Чировско-Эльгычтыгынская. Простирание последних меняется от 330° до 300° , что создает веерообразный рисунок поперечных разломов в Анадырском секторе. Все перечисленные системы играли важную роль при локализации коровых очагов палингенных магм в тыловой части Анадырского сектора. Кроме того, Анадырский сектор пересекают описанные выше трансрегиональные системы разломов широтной и меридиональной ориентировки, имеющие важное значение для локализации тектоно-магматогенных структур.

Среди кольцевых тектоно-магматогенных структур в современном

0 1 2 км



геологическом строении Анадырского сектора в количественном отношении преобладают структуры, связанные с коровым палингенным магматизмом. Это объясняется тем, что они являются в основном более поздними и перекрывают кольцевые структуры, возникшие в связи с мантийным известково-щелочным магматизмом. Кроме того, ареал палингенного магматизма в Анадырском секторе значительно шире мантийного.

Кольцевые структуры, связанные с альб-туронским мантийным магматизмом, размещаются преимущественно вдоль Анадырско-Орловской системы разломов; кроме того, небольшая их часть вскрывается на северо-западной периферии Анадырского сектора. Концентрация этих кольцевых структур происходит в узлах пересечения разломов разрывами иных направлений: северо-западного, широтного и меридионального.

Среди этой группы кольцевых структур выделяются плутоногенные и вулканогенные. Первые располагаются в основном в двух участках Анадырского сектора: во фронтальной зоне, вдоль составляющих Анадырско-Орловской системы разрывов, и по северной периферии сектора. Вулканогенные и вулканоплутоногенные кольцевые структуры концентрируются в основном между двумя указанными выше участками, в тыловой зоне Анадырского сектора.

Кольцевые структуры, связанные с коровым магматизмом кислого состава, представлены преимущественно вулканогенным типом. Обычно это сложно построенные кольцевые системы, осложненные мелкими элементарными кольцевыми телами, диаметр которых не превышает 2—10 км. Нередко таким кольцевым системам соответствуют локальные отрицательные аномалии силы тяжести. В размещении этой группы кольцевых структур обнаруживается двойной структурный контроль: они

Рис. 40. Структурно-фациальная схема Верхнепеледонской (см. цифру 1 на схеме) и Малопеледонской (см. цифру 2) отрицательных тектоно-магматогенных кольцевых структур.

1 — субвулканические массивы субщелочной базальтовой формации верхнего мела; 2 — субщелочная риолитовая формация сеномана — сенона: *a* — риолиты массивные, *б* — риолиты флюидалные, *в* — игнимбриты, *г* — туфы кислого состава мелко- и среднеобломочные, *д* — туфы кислого состава спекшиеся; 3 — экструзивные купола (*a*) и субвулканические массивы (*б*) субщелочной риолитовой формации сеномана — сенона; 4 — гранитоиды позднего мела, 5 — базальт-андезитовая формация альба — сеномана: *a* — андезито-базальты, *б* — туфы основного состава мелко- и среднеобломочные, *в* — туфы основного состава бомбовые, *г* — андезиты, *д* — туфы основного — среднего состава мелко- и среднеобломочные; 6 — песчаники; 7 — фрагменты крупных магноподводящих разломов, подтвержденные геофизическими данными; 8 — обновленные разломы фундамента Охотско-Чукотского пояса: подтвержденные геофизическими данными (*a*) и прочие (*б*); 9 — дуговые разломы кольцевых структур; 10 — разломы прочие; 11 — геологические границы: стратиграфического и интрузивного контакта (*a*) и фациальные (*б*); 12 — стратеоизогипсы; 13 — вулканические жерловины; 14 — субвулканические дайки; 15 — отрицательные тектоно-магматогенные кольцевые структуры; 16 — гидротермально измененные породы: аргиллизированные (*a*), окварцованные — на площади (*б*), в линейных зонах (*в*); 17 — ороговикованные породы; 18 — тектонические брекчи; 19 — граница гравитационного минимума; 20 — элементы залегания слоев, потоков

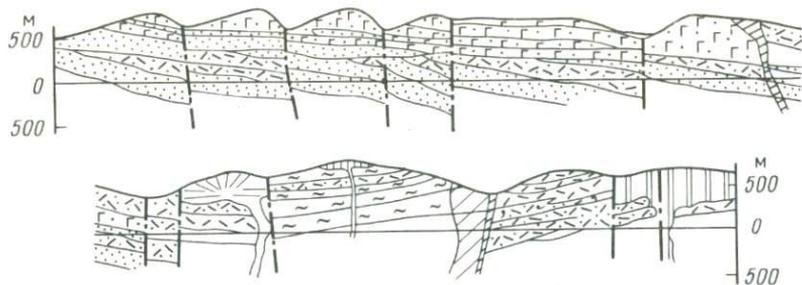


Рис. 41. Геологический разрез через Малопеледонскую отрицательную кольцевую тектоно-магмотогенную структуру.

Условные обозначения те же, что на рис. 40

группируются вдоль разломов как северо-восточного, так и северо-западного направления, образуя сгущения в местах их пересечения, нередко осложняемых разломами иных направлений. Примерами структур, приуроченных в Анадырском секторе к поперечным разломам, служат Малопеледонская и Верхнепеледонская отрицательные кольцевые структуры диаметром 20–25 км, сложенные разнообразными фациями субщелочной дацитово-гранитной формации (рис. 40, 41). В их локализации решающая роль принадлежит узлам пересечения северо-западных, северо-восточных и меридиональных разломов. Эти кольцевые структуры обладают центрициналинальным наклоном слоев и сочетанием дуговых и радиальных разломов.

Наиболее просто построена Малопеледонская кольцевая структура, сложенная в основном тонкофлюидальными риолитами. Верхнепеледонская кольцевая система имеет ячеистое строение: она состоит из трех кальдер диаметром 3–5 км, заполненных потоками риолитов или игнимбритов; местами в них сохранились экструзивные купола и группы сближенных вулканических жерловин. Периферическая часть Верхнепеледонской кольцевой системы образована туфами с прослоями песчаников и крупными линзовидной формы телами субвулканических риолитов; последние обычно сопровождаются обширными полями окварцованных и аргиллитизированных пород. Малопеледонской и Верхнепеледонской кольцевым структурам соответствует интенсивный гравитационный минимум.

Следует подчеркнуть, что на крайнем юго-востоке Анадырского сектора кольцевые структуры, связанные с дацитовой формацией, размещаются не только в тыловой, но и во фронтальной зонах сектора, вскрываясь и на северном борту Пенжинского прогиба. Таким образом, в этой части Анадырского сектора одноименный разлом уже не является структурой, ограничивающей с юго-запада проявления кислого анатектического магматизма.

С северо-запада к Анадырскому сектору причленяется дугообразной формы полоса вулканогенных пород и гранитоидов, протягивающаяся в междуречье Олоя – Яблона и контролирующая обновленными дуго-

выми разломами большого радиуса кривизны Умкувеевской чешуйчато-надвиговой системы. Этот дуговой, обращенный выпуклостью к югу дочерний пояс протяженностью около 200 км и шириной до 75 км обладает продольной зональностью — его северный, внутренний ряд кольцевых структур имеет преимущественно вулканогенную природу, а внешний — плутоногенную.

Центрально-Чукотский сектор Охотско-Чукотского вулканогенного пояса располагается в бассейнах верхних течений Паляваама, Пегтымеля, Юрумкувеема и Большой Осиновой [27]. На западе по Чинейвеем-Бельской системе разломов меридионального простирания он граничит с Анадырским сектором, а от Канчаланского сектора отделен Амгуэмской системой широтной ориентировки (рис. 42). В Центрально-Чукотском секторе, как и в ниже рассмотренном Канчаланском, та продольная зональность, которая свойственна Анадырскому сектору, практически не выражена. Здесь преобладающими образованиями являются породы дацитово-гранитной формации и комагматичные субщелочные интрузии.

Рассматриваемый сектор приурочен к пересечению глубинных разломов двух систем: северо-восточной, являющейся основной магмоподводящей системой вулканогенного пояса, и северо-западной, Чаунской.

Разломы северо-восточного простирания становятся здесь, по-видимому, менее глубинными (не находят отражения в геофизических полях) и ограничиваются поперечной Чаунской системой разломов шириной около 100 км, которая является здесь главной магмоподводящей. Вдоль этой системы разломов массивы лейкократовых гранитоидов и небольшие поля вулкаников цепочкой протягиваются на северо-запад далеко за пределы Охотско-Чукотского пояса, составляя еще одно ответвление последнего.

Чаунская система разломов заложилась при коллизии континентальных блоков на рубеже поздней юры — раннего мела. Позднее, при формировании Охотско-Чукотского пояса, они обновились, являясь магмоподводящими для палингенных меловых коровых магм и контролируя размещение вулканогенных и вулканоплутоногенных кольцевых структур. Эта система разломов выражена в региональном поле силы тяжести деформацией изоаномал, оконтуривающих крупный региональный минимум, а в поле остаточных аномалий силы тяжести — цепочками локальных минимумов, вызванных нескрытыми интрузиями гранитного состава.

Таким образом, главной структурной особенностью Центрально-Чукотского сектора является торцовое сочленение двух магмоподводящих систем: северо-западной и северо-восточной ориентировки. Это сочленение представляло участок высокой проницаемости для глубинного вещества, что обеспечило благоприятные условия для магматической ремобилизации корового субстрата. К этому участку приурочены сложенные риолитовой формацией сеномана — сенона крупнейшие кольцевые мегасистемы диаметром 180–250 км, что составляет еще одну структурную особенность рассматриваемого сектора.

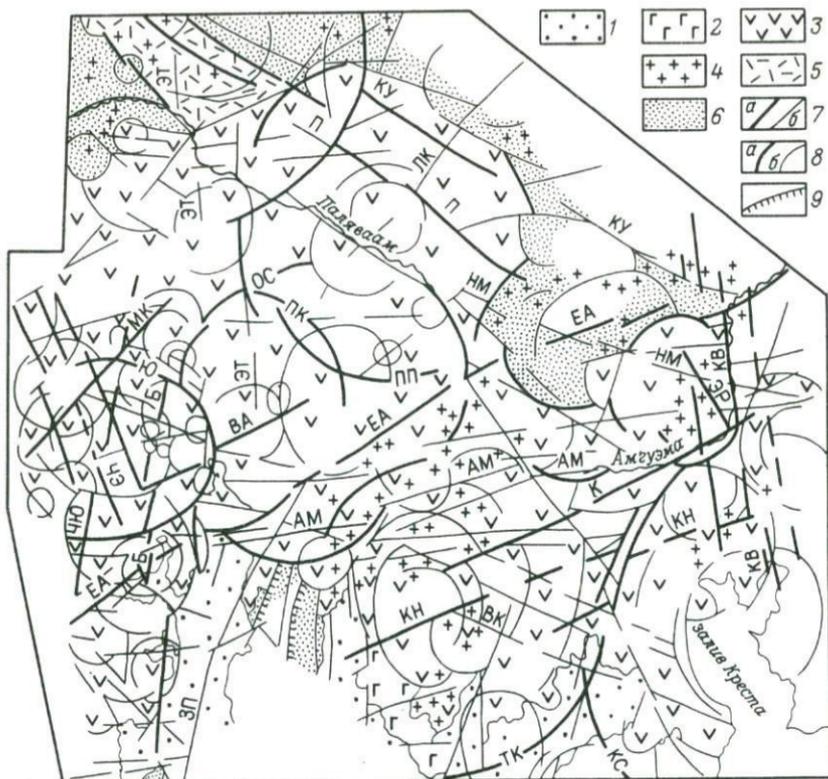


Рис. 42. Структурная схема Центрально-Чукотского и Канчаланского секторов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса по данным космических съемок.

1 – четвертичные отложения; 2 – субщелочные базальтоиды палеогена; 3 – вулканогенные образования нижнего – верхнего мела Охотско-Чукотского вулканогенного пояса; 4 – интрузивные меловые массивы Охотско-Чукотского вулканогенного пояса; 5 – поперечные вулканогенные зоны, отходящие от Охотско-Чукотского пояса; 6 – фундамент Охотско-Чукотского пояса; 7 – разломы (а – главные, б – второстепенные); 8 – дуговые и кольцевые разломы (а – ограничивающие крупные кольцевые мегасистемы, б – прочие); 9 – надвиги. Буквенные обозначения те же, что на рис. 39

Структуры Центрально-Чукотского сектора пересекаются трансрегиональными широтными и меридиональными разломами. Первые из них прослеживаются сюда из Анадырского сектора, вторые – из Канчаланского. Особого внимания заслуживает Чинейвеем-Бельская меридиональная система разломов, разграничивающая Центрально-Чукотский и Анадырский секторы (см. рис. 39). Она состоит из Чинейвеемско-Юрумкувеемского и Бельского разломов и является крупной трансрегиональной структурой, рассеивающей материк от Чукотского моря до Берингова. Эти разломы в пределах Охотско-Чукотского пояса контролируют размещение меридионального ряда вулканогенных и вулкано-плутоно-

генных кольцевых систем, связанных с накоплением дацитовой формации. Особенностью этих кольцевых систем является развитие в их пределах больших объемов игнимбритов кислого состава. Центры кольцевых систем приурочены к узлам пересечения меридиональных разломов линиями других ориентировок (прежде всего широтной и северо-восточной). Эта меридиональная зона структур, связанных с анатектическим магматизмом, протягивается вдоль названных разломов на 350 км, на юге выходя в пределы Пенжинского прогиба (обычно этот южный ареал сенонских пород кислого состава в Охотско-Чукотский пояс не включался).

На гравиметрической карте рассматриваемому ряду кольцевых структур соответствует цепочка отрицательных локальных аномалий. Вероятнее всего, указанные кольцевые структуры возникли над коровыми очагами палингенной магмы, возникшей в меловое время вдоль мощной системы вышеназванных долготных разломов.

Ниже рассмотрена наиболее крупная тектоно-магматогенная структура этого долготного ряда — Юрумкувеевская мегасистема, расположенная в бассейне Юрумкувеема (рис. 43). Центр рассматриваемой мегасистемы приурочен к пересечению меридиональных разломов разломами северо-восточной и северо-западной ориентировки. Эта кольцевая мегасистема выражена серией концентрических дуговых разломов и имеет эллипсоидную в плане форму (протяженность длинной оси 135 км, короткой 120 км). В периферической ее части располагается кольцевой грабен шириной 25–30 км, состоящий из многочисленных элементарных кольцевых структур диаметром от 1–2 до 20 км.

Формирование Юрумкувеевской мегасистемы, которая несогласно перекрывает структуры более раннего, альб-сенонского вулканизма (включая и пыкарваамскую свиту), связано с двухстадийным кремнекислым вулканизмом. Мощные эксплозивные извержения первой стадии (эмунэрэльская свита сеномана) завершились накоплением больших объемов игнимбритов (эргываамская свита сенона). Закончился вулканический процесс формированием сближенных на местности экструзивных куполов, фиксирующих центры извержения (рис. 44). В пределах Юрумкувеевской кольцевой мегасистемы игнимбриды эргываамской свиты приурочены преимущественно к располагающимся вдоль кольцевого грабена отрицательным кольцевым структурам (см. рис. 43). Этот периферический грабен возник на последних этапах развития Юрумкувеевской кольцевой мегасистемы в связи с мощным извержением игнимбритов. В магнитном поле этой мегасистеме соответствует концентрически дугообразное расположение положительных аномалий [27].

Как уже отмечалось выше, Центрально-Чукотский сектор является уникальным по количеству крупнейших кольцевых структур, связанных с коровым палингенным магматизмом. Кроме Юрумкувеевской, здесь размещаются Паляваам-Пегтымельская, Осиновская, Пыкарваамская и Малотанюрерская кольцевые мегасистемы, осложненные более мелкими кольцевыми структурами (см. рис. 39).

Паляваам-Пегтымельская вулканогенно-плутоногенная кольцевая ме-



Рис. 43. Строение меридионального ряда тектоно-магματοгенных кольцевых структур на границе Анадырского и Центрально-Чукотского секторов.

Охотско-Чукотский вулканогенный пояс: 1 – альб-туронская вулканоплутоническая ассоциация, базальт-андезитовая формаация; 2–3 – альб-сенонская вулканоплутоническая ассоциация: 2 – риолитовая формаация (а), субвулканические образования (преимущественно кислого состава) риолитовой формаации (б); 3 – формаация субщелочных гранитов; Корякско-Камчатская тектоническая область позднемезозойской – кайнозойской периокеанической складчатости и покровообразования; 4 – юрско-меловые туфоогенно-терригенные образования преддуговых аккреционных комплексов активных континентальных окраин; 5 – альб-сенонские туфоогенно-терригенные образования внешней части преддугового прогиба, примыкающие к вулканогенным формаациям Охотско-Чукотского пояса. Зоны маастрихт-кайнозойского рифтогенеза, наложенные на Охотско-Чукотский

пояс и прилегающие регионы: 6 – базальтовая и субщелочная базальтовая маастрихт-эоценовые формации нерасчлененные, 7 – субвулканические образования маастрихт-эоценовых вулканогенных формаций: а – кислого состава, б – среднего – основного состава; 8 – позднемеловая – эоценовая габбро-монцитонитовая формация; 9 – палеоген-четвертичные рыхлые терригенные образования в кайнозойских впадинах.

Разрывные нарушения: 10 – трансрегиональные системы разломов, пересекающие блоки земной коры различного строения; 11 – главные магмоподводящие разломы Охотско-Чукотского альб-сенонского вулканогенного пояса; 12 – разломы, разделяющие секторы Охотско-Чукотского альб-сенонского вулканогенного пояса; 13 – главные магмоподводящие разломы маастрихт-эоценовых зон рифтогенеза; 14 – разломы, ограничивающие кайнозойские грабены; 15 – разломы прямолинейные прочие; 16 – дуговые разломы кольцевых тектоно-магматогенных мегасистем; 17 – прочие дуговые разломы. Кольцевые тектоно-магматогенные мегасистемы, системы и структуры: 18 – плутогенные положительные кольцевые системы и структуры, связанные с формированием позднюрско-раннемеловых островодужных окраинноконтинентальных вулканогенных поясов; 19 – отрицательные кольцевые системы (а) и мегасистемы (б) Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, возникшие в связи с развитием альб-сенонской вулканоплутонической ассоциации; 20 – положительные плутогенные кольцевые структуры, связанные с формированием магматических образований маастрихт-эоценового этапа рифтогенеза

гасистема в рассматриваемую территорию входит лишь южной своей частью. Центр этой мегасистемы локализован в узле пересечения разломов северо-западного простирания (Чаунской системы) с северо-восточными разломами. Диаметр этой главнейшей в Центральнo-Чукотском секторе мегасистемы около 200 км. Вдоль внешних дуговых разломов Паляваам-Пегтымельской кольцевой мегасистемы располагаются вулканогенные и вулканоплутогенные кольцевые системы и элементарные кольцевые структуры диаметром в первые десятки километров. Их центры приурочены к пересечениям внешних дуговых разломов разрывами северо-западного, северо-восточного, широтного и меридионального направлений.

В пределах рассматриваемой мегасистемы наблюдается широкое площадное развитие образований дацитово-гранитной формации, которые имеют здесь повышенную мощность. По происхождению Паляваам-Пегтымельская кольцевая мегасистема является вулканоплутогенной; она связана, вероятно, с крупным палеоочагом анатектической коровой магмы, возникшем под воздействием теплового потока и эманаций, выделявшихся из мантии на участке торцового сочленения Чаунской системы разломов и разрывов северо-восточного простирания. Эта модель глубинного строения мегасистемы подтверждается наличием крупного регионального гравитационного минимума [27]. На карте анизотропии аномального гравитационного поля (А.А. Мелкумян) Паляваам-Пегтымельской кольцевой мегасистеме отвечает изометричная область нарушения общего структурного плана поля с концентрическим расположением векторов анизотропии.

Пыкарваамская и Осиповская вулканогенные кольцевые мегасистемы размещаются в юго-западной части Центральнo-Чукотского сектора и связаны, вероятно, с развитием того же корового магматического очага,

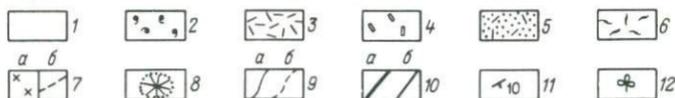
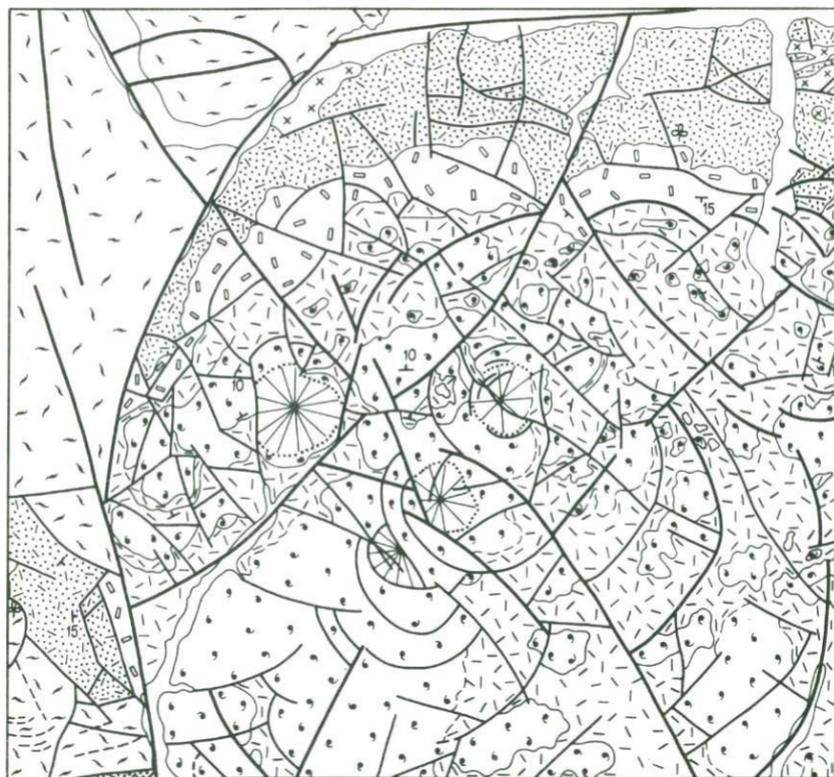


Рис. 44. Геологическая карта отрицательной кольцевой вулканогенной структуры в междуречье Мильгвеем – Юрумквеем.

1 – четвертичные отложения; 2–5 – верхнемеловые вулканогенные образования слагающие кольцевую структуру: 2 – игнимбриты эргываамской свиты; 3–5 – подсвиты эмунарэтской свиты: 3 – верхняя подсвита (преимущественно туфы кислого состава), 4 – средняя подсвита (туфы и игнимбриты кислого состава), 5 – нижняя подсвита (терригенно-туфогенные образования); 6 – фундамент кольцевой структуры – пыкарваамская свита (игнимбриты); 7 – субвулканические образования: *a* – массивы, *b* – дайки; 8 – экструзивные купола эргываамской свиты; 9 – геологические границы: *a* – прослеженные, *b* – предполагаемые; 10 – разрывные нарушения прямолinéйные и дуговые: *a* – отдешифрованные на космических снимках и подтвержденные наземными работами, *b* – выявленные при наземных работах; 11 – элементы залегания толщ; 12 – места находок ископаемой флоры

что и вышеописанная Паляваам-Пегтымельская. Обе они расположены в пределах региональной гравитационной ступени, ограничивающей с юго-запада крупный региональный минимум поля силы тяжести, и в своем строении имеют много общего. Диаметр этих мегасистем около 180 км. Внутренние части образованы многочисленными, в основном вулканогенными кольцевыми структурами диаметром от 3 км до нескольких десятков километров, которые контролируются как зонами прямолинейных разломов различной ориентировки, так и кольцевыми разломами большого диаметра.

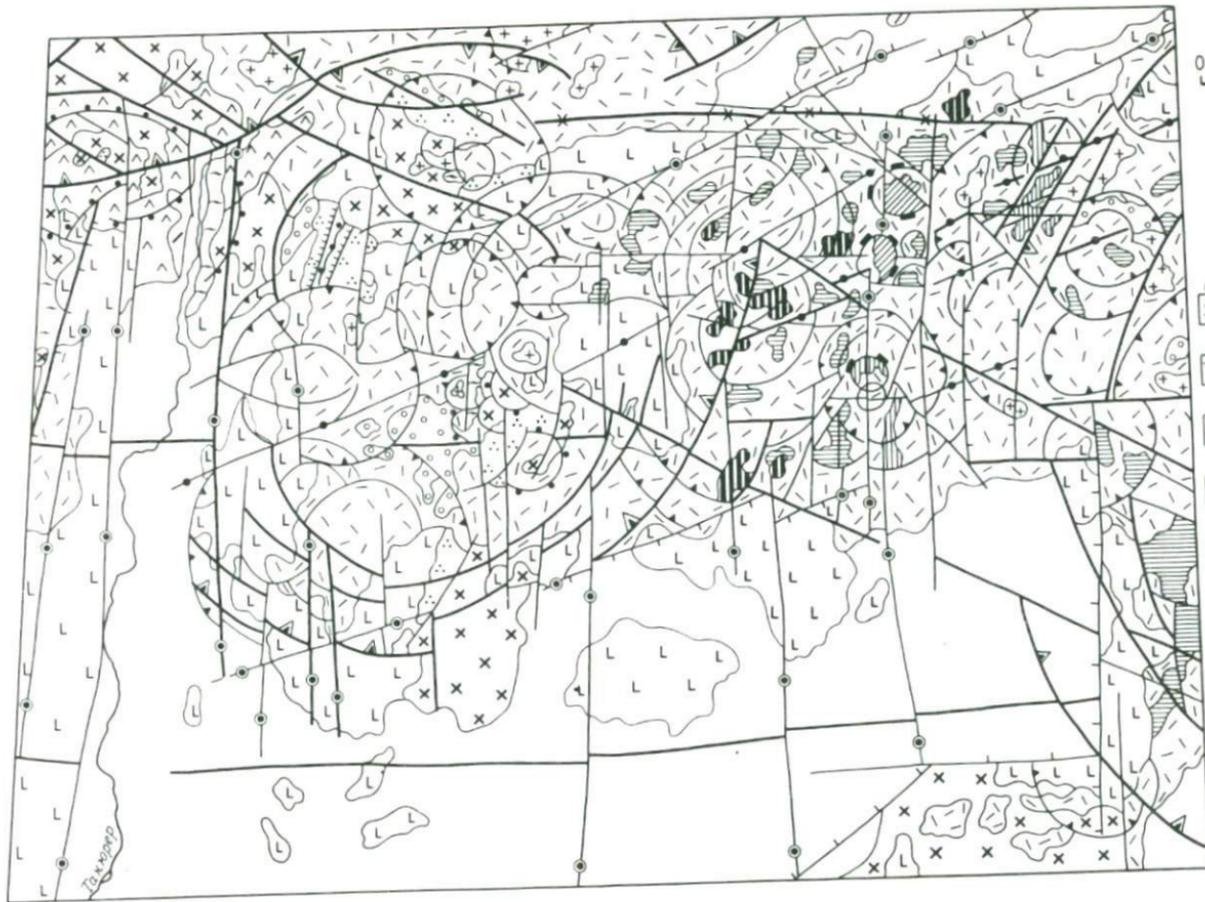
В пределах обеих кольцевых мегасистем на поверхности обнаружены главным образом меловые вулканогенные и субвулканические образования кислого состава; широким распространением здесь пользуются игнимбриты. Интрузивные породы распространены незначительно и слагают слабо вскрытые массивы, концентрирующиеся в основном в периферических частях рассматриваемых кольцевых мегасистем. Обе мегасистемы подтверждены материалами геофизических исследований.

В южной и юго-восточной частях Центрально-Чукотского сектора размещаются Малотанюрерская вулканоплутоногенная и Чанталъвеергынская плутоногенная кольцевые мегасистемы диаметром 150–180 км. Они возникли также в связи с развитием альб-сенонского кислого магматизма, однако при их формировании важная роль принадлежала интрузивным массивам формации субщелочных гранитов.

В Малотанюрерской мегасистеме центральная погруженная часть образована породами дацитово-гранитной формации, тогда как по ее обрамлению располагаются положительные кольцевые структуры – купола, связанные с внедрением позднемеловых субщелочных гранитов.

Чанталъвеергынская кольцевая плутоногенная кольцевая мегасистема, занимающая крайний восток Центрально-Чукотского сектора, в центральной части имеет выступ фундамента, образованный терригенными отложениями триаса, прорванными раннемеловыми гранитоидами коллизионного типа, возникшими перед становлением Охотско-Чукотского пояса. Внешний кольцевой грабен рассматриваемой мегасистемы образован сочетанием плутоногенных и в меньшей мере вулканогенных кольцевых структур, возникших в связи с развитием позднемеловой дацитово-гранитной формации, а также комагматичной формации субщелочных гранитов. Образованные последними плутоногенные купола располагаются и в центральной части Чанталъвеергынской мегасистемы. Таким образом, в рассматриваемой мегасистеме распространены интрузивные массивы двух этапов внедрения: первого, связанного с неокомовой коллизией сиалических блоков, и второго, связанного с формированием Охотско-Чукотского пояса, когда и возникла Чанталъвеергынская кольцевая плутоногенная мегасистема.

Рассматриваемая мегасистема характеризуется в целом слабоотрицательным магнитным полем и наличием дуговых отрицательных аномалий вдоль разломов мегасистемы. В центре мегасистемы уровень поля повышенный. Характерна насыщенность мелкими локальными магнитными положительными аномалиями. По периферии Чанталъвеергынской мегасистемы



0 10 20 км

- 11
- 12
- 13
- 14
- 15
- 16
- 17
- 18
- 19
- 20
- 21
- 22
- 23
- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10

системы наблюдаются локальные отрицательные аномалии поля силы тяжести, отвечающие отдельным положительным плутоногенным структурам.

Канчаланский сектор Охотско-Чукотского вулканогенного пояса с запада ограничен Танюерской и Пекульнейской системами меридиональных разломов, а с востока — за пределами рассматриваемой территории — Крестовской системой разломов аналогичной ориентировки. На юге его образования перекрыты кайнозойскими отложениями Анадырской впадины. Главной магмаподводящей системой в рассматриваемом секторе является Канчаланская, обладающая северо-восточным простиранием (рис. 45). Ее протяженность около 320 км, а ширина свыше 70 км, что в целом предопределяет параметры Канчаланского сектора.

Канчаланская система разломов в пределах одноименного сектора

Рис. 45. Строение Канчаланского сектора Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

1–2 – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, альб-сенонская вулканоплутоническая ассоциация: 1 – риолитовая формация (а), субвулканические образования (преимущественно кислого состава) риолитовой формации (б); 2 – формация субщелочных гранитов; 3–8 – образования фундамента Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и прилегающих регионов: 3–6 – Верхояно-Чукотская тектоническая область позднемезозойской межконтинентальной коллизионной складчатости: 3 – палеозойские карбонатно-терригенные шельфовые образования континентов, 4 – позднерурские – раннемеловые терригенно-кремнисто-вулканогенные и базит-гипербазитовые образования океанических бассейнов нерасчлененные, 5 – раннемеловая андезит-дацитовая формация окраинно-континентальных и островодужных вулканогенных поясов, 6 – позднерурско-раннемеловые молассовые и олистостромовые образования, возникшие при коллизии; 7–8 – Корякско-Камчатская тектоническая область позднемезозойской – кайнозойской океанической складчатости и покровообразования: 7 – раннемеловая габбро-диорит-плагиогранитовая формация Удско-Мургаляского островодужного пояса, 8 – альб-сенонские туфогенно-терригенные образования внешней части преддугового прогиба, примыкающие к вулканогенным формациям Охотско-Чукотского пояса; 9–12 – зоны маастрихт-кайнозойского рифтогенеза, наложенные на Охотско-Чукотский пояс и прилегающие регионы: 9 – базальтовая и субщелочная базальтовая маастрихт-эоценовые формации нерасчлененные; 10 – субвулканические образования маастрихт-эоценовых вулканогенных формаций: а – кислого состава, б – среднего – основного состава; 11 – позднемеловая – эоценовая габбро-монцитовая формация; 12 – палеоген-четвертичные рыхлые терригенные образования в кайнозойских впадинах. Разрывные нарушения: 13 – трансрегиональные системы разломов, пересекающие блоки земной коры различного строения; 14 – главные магмаподводящие разломы Охотско-Чукотского альб-сенонского вулканогенного пояса; 15 – разломы, разделяющие секторы Охотско-Чукотского альб-сенонского вулканогенного пояса; 16 – главные магмаподводящие разломы маастрихт-эоценовых зон рифтогенеза; 17 – разломы, ограничивающие кайнозойские грабены; 18 – разломы прямолинейные прочие; 19 – дуговые разломы кольцевых тектоно-магмаотгенных мегасистем; 20 – прочие дуговые разломы. Кольцевые тектоно-магмаотгенные мегасистемы, системы и структуры: 21 – плутоногенные положительные кольцевые системы и структуры, связанные с формированием позднерурско-раннемеловых окраинно-континентальных и островодужных вулканогенных поясов; 22–23 – кольцевые системы и мегасистемы, возникшие в связи с развитием альб-сенонских вулканоплутонических ассоциаций Охотско-Чукотского пояса: 22 – преимущественно отрицательные вулканогенные и вулканоплутоногенные системы (а) и мегасистемы (б); 23 – положительные плутоногенные кольцевые системы

контролирует размещение образований кремнекислой анатектической вулcano-плутоногенной ассоциации и связанных с ней тектоно-магматогенных структур. Эта система разломов отражается как в региональных, так и в локальных геофизических полях. Южная ветвь системы разломов совпадают с границей области слабоаномального регионального поля силы тяжести, северная — ограничивает с юго-востока крупную региональную магнитную аномалию, отражающую положение магнитных вулканитов пояса. В поле остаточных аномалий силы тяжести Канчаланской системе соответствуют линейновытянутая отрицательная аномалия и цепочка локальных минимумов.

На локализацию кольцевых структур, связанных с кремнекислой вулcano-плутонической ассоциацией, решающее влияние оказывали и другие разломы, прежде всего трансрегиональные. Среди них следует отметить упомянутую выше Верхнеканчаланскую систему разрывов северо-западной ориентировки, размещающуюся в междуречье Танюера — Канчалана, а также субширотные разломы нескольких систем, протягивающихся сюда из Анадырского сектора. Особенно активно в Канчаланском секторе проявились многочисленные разломы меридионального направления, сгущения которых составляют ряд систем.

В Канчаланском секторе, как и в Центрально-Чукотском, тектоно-магматогенные структуры связаны с очагами палингенной магмы, развивающимися в континентальном фундаменте пояса. Однако особенности этого фундамента в Канчаланском секторе (его меньшая мощность и пограничное относительно формирующейся Корьякско-Камчатской тектонической области положение) обусловили прерывистое распространение на площади сектора риолитовой формации и возникновение единственной кольцевой тектоно-магматогенной системы — Танюер-Канчаланской.

Диаметр этой впервые выявленной в 1979 г. мегасистемы [27] составляет около 130 км. Она занимает большую часть рассматриваемого сектора и расположена на пересечении Канчаланской и Верхнеканчаланской систем разломов с разломами широтного и меридионального простирания. Ее западная часть погребена под меридиональной впадиной долины р. Танюер, а северная — осложнена Малотанюерской кольцевой мегасистемой. Особенности Танюер-Канчаланской кольцевой мегасистемы являются близповерхностное залегание фундамента и относительно небольшая мощность меловых вулканогенных образований, в связи с чем в современной геологической структуре образования фундамента вскрываются во многих ее участках, за исключением восточной периферии.

Танюер-Канчаланская мегасистема возникла в связи с формированием меловой вулcano-плутонической ассоциации риолитового состава. Эта мегасистема имеет сложное строение и состоит из ряда вулканогенных и вулcano-плутоногенных, преимущественно отрицательных кольцевых систем диаметром до 30–40 км. Последние в целом расположены орбитально по отношению к материнской Танюер-Канчаланской мегасистеме, а также локализуются в центральной ее части. В орбитальном размещении кольцевых систем наблюдается определенная закономерность, заключающаяся в возникновении скоплений этих систем в узлах пересечения дуго-

вых разломов Танюрер-Канчаланской мегасистемы разломами северо-восточной ориентировки. При этом количество кольцевых систем возрастает в тех участках, где указанные узлы пересечения разломов дополняются разрывными нарушениями меридиональной ориентировки. Особенно велика концентрация кольцевых систем в восточной части рассматриваемой мегасистемы.

Кольцевые системы, составляющие Танюрер-Канчаланскую мегасистему, построены, как правило, однотипно. Их центральные части сложены вулканическими образованиями, тогда как на периферии размещаются небольшие положительные плутогенные кольцевые структуры, возникшие в связи с внедрением субвулканических или интрузивных массивов, комагматичных риолитовой формации. В целом количество субвулканических массивов резко возрастает в периферической части Танюрер-Канчаланской тектоно-магматогенной мегасистемы, что особенно четко проявлено на восточной ее окраине, в междуречье Тнэквеем – Койвельвэгьргываам.

Танюрер-Канчаланская мегасистема характеризуется центральной симметрией в размещении вулканогенных образований. В наиболее хорошо сохранившейся восточной ее периферии, в долине р. Койвельвэгьргываам, распространены самые нижние части риолитовой формации, представленные осадочно-туфогенными образованиями. Более внутренняя часть мегасистемы (бассейны рек Тнэквеем, Озерной и др.) сложена риолитовыми игнимбритами, венчающими нижнюю субформацию дацитово-риолитовой формации. Наконец, в центральной части мегасистемы распространены породы верхней субформации, риолитовой формации, представленные туфами и игнимбритами дацитового состава.

Формирование рассматриваемой мегасистемы было связано, вероятно, с возникновением орбитально расположенных вдоль ее дуговых разломов камер палингенной магмы, причем наиболее обширные очаги формировались в выше указанных узлах пересечения разломов, представляющих собой участки повышенной проницаемости для трансмагматических растворов и флюидов. Эти отдельные камеры были, по-видимому, связаны с более обширным и более глубинным центральным магматическим очагом.

Танюрер-Канчаланская кольцевая мегасистема в региональном гравитационном поле расположена в зоне крупной гравитационной ступени, которая осложнена изометричной отрицательной аномалией, связанной, вероятно, с крупным очагом кислой магмы. При анализе положения мегасистемы в региональном магнитном поле обращает внимание конфигурация обрамляющих ее разломов и изодинам поля (рис. 46), что говорит о совпадении границ аномалообразующего объекта и мегасистемы. В целом Танюрер-Канчаланской системе соответствует повышенное региональное магнитное поле. Находит она отражение и на карте анизотропии аномального гравитационного поля.

В Восточно-Чукотском секторе главные магмоподводящие разломы имеют северо-западное простирание (см. рис. 38). Распределение кольцевых тектоно-магматогенных структур здесь осуществляется разломами



Рис. 46. Характер магнитного поля в пределах Танжорер-Канчаланской кольцевой мегасистемы

указанной ориентировки в сочетании с меридиональными и субширотными разрывами [27]. Среди структур, связанных, вероятнее всего, с кислым палингенным магматизмом, выделяется крупнейшая (диаметром около 280 км) Крестовская кольцевая мегасистема, расположенная на сочленении указанного сектора с Канчаланским. Центральная ее часть, приуроченная к пересечению систем разломов меридионального, северо-восточного и северо-западного простирания, погружена под воды залива Креста (как и южная ее часть). Рассматриваемая мегасистема образована серией дуговых разломов, большинство из которых обновлены на неотектоническом этапе, формируя береговую линию залива Креста. Вдоль Крестовской мегасистемы периферических дуговых разломов размещаются вулканогенные и вулканоплутоногенные кольцевые системы, образованные туфами и игнимбритами риолитового состава, в обрам-

лении которых размещаются субвулканические массивы риолитов и дацитов, а также гранитов повышенной щелочности.

Крестовская кольцевая мегасистема в аномальном гравитационном поле подтверждается дугообразными положительными аномалиями между обрамляющими разломами в северной части и наличием локальных положительных аномалий между обрамляющими разломами в южной. Отдельные локальные аномалии имеют дугообразную форму и ориентированы вдоль дуговых разломов мегасистемы.

Латеральный ряд структур в поперечном разрезе Охотско-Чукотского пояса характеризуется определенной последовательностью размещения тектоно-магматогенных структур и различного рода дислокаций, осложняющих эти структуры. В качестве примера ниже рассмотрен наиболее полно представленный поперечный разрез Пенжинского сектора в направлении от фронтальной части пояса к тыловой (рис. 47).

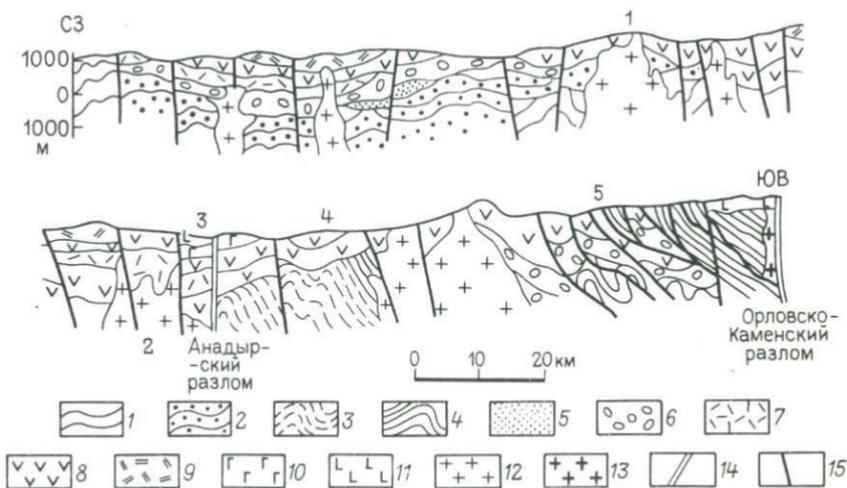


Рис. 47. Схематический геологический разрез Пенжинского сектора Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Фундамент Охотско-Чукотского пояса: 1–2 – тыловая зона пояса (1 – вулканогенно-терригенные и терригенные морские формации палеозоя Верхояно-Чукотской тектонической области, 2 – флишoidная формация верхней юры – валанжина); 3–4 – фронтальная зона пояса, Корякско-Камчатская тектоническая область, включая Удско-Мургадальскую островную дугу (3 – терригенная формация верхней юры – валанжина, 4 – андезит-базальтовая формация верхней юры – баррема); 5 – морская сероцветная моласса алта – альба; 6 – наземная моласса альба.

Охотско-Чукотский пояс: 7 – дацит-риолитовая формация альба – нижнего сеномана, 8 – базальт-андезитовая формация альба – турона, 9 – субщелочная дацитовая формация сеномана – сенона, 10 – базальтовая формация позднего мела, 11 – щелочнобазальтовая формация палеогена, 12 – поздне меловые гранитоиды, 13 – раннемеловые гранитоиды, 14 – глубинные разломы, 15 – разломы прочие. Цифрами обозначены некоторые структуры Охотско-Чукотского пояса и фундамента: 1 – Верхнепенжинская кольцевая мегасистема, 2 – Кегалинско-Шайбовеевская кольцевая система, 3 – Кубавеевская грабен-синклиналь, 4 – Пареньско-Мургадальская зона чешуйчато-надвиговых дислокаций, 5 – Удско-Мургадальский островодужный вулканогенный пояс

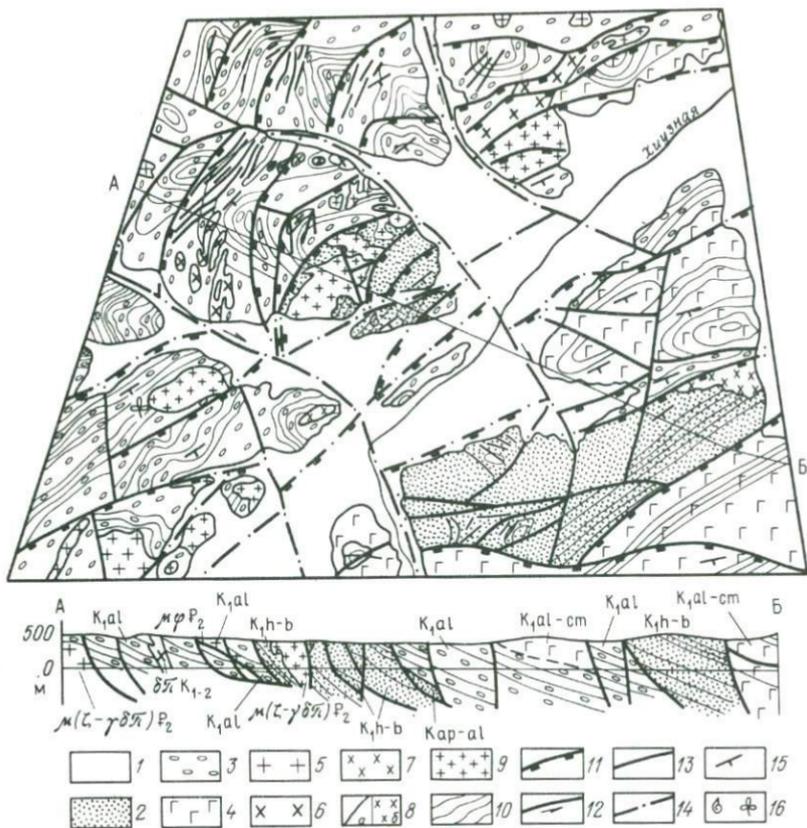


Рис. 48. Фрагмент Пареньско-Мургальской чешуйчато-надвиговой системы (Мургальское поднятие, бассейн р. Хиузная).

1 — четвертичные отложения; 2 — песчаники, алевролиты, туфы кислого состава готерива — нижнего баррема; 3 — песчаники, гравелиты, конгломераты альба; 4 — вулканогенные породы среднего — основного состава альба — сеномана; 5–6 — ранне-поздне меловой интрузивный комплекс: 5 — гранодиориты, 6 — диориты; 7–9 — субвулканические образования: 7 — диорит-порфиры раннего позднего мела, 8 — диорит-порфиры позднего мела (а — дайки, б — массивы), 9 — дациты, гранодиорит-порфиры палеогена; 10 — границы слоев, потоков; 11 — надвиги; 12 — сдвиги; 13 — сбросы и взбросы; 14 — разрывные нарушения, перекрытые четвертичными отложениями; 15 — элементы залегания; 16 — места сборов ископаемых фауны (а) и флоры (б)

Фронтальная часть Охотско-Чукотского пояса, фундаментом которой в пределах Пенжинского сектора служат породы Удско-Мургальского островодужного вулканогенного пояса, характеризуется чешуйчато-надвиговым строением [27], которое проявлено как в образованиях обоих поясов, так и разделяющей их баррем-среднеальбской молассы. Неоавтохтоном являются отложения сеноман-сенонской дацитовой фор-

мации Охотско-Чукотского пояса. Зона чешуйчато-надвиговых дислокаций имеет максимальную ширину до 50 км и состоит из тектонических блоков-чешуй северо-восточной ориентировки, согласно с простираем слоев, с общим наклоном (от 20 до 60°) на юго-восток (рис. 48). Это устойчивое падение слоев создает впечатление мощной моноклинали, как ранее и трактовалось строение этого участка, причем молассовая толща, заключающая альбские растения, считалась древнее островодужных терригенно-вулканогенных пород с готеривскими аммонитами. Выяснено, что эта "моноклинал" состоит из многочисленных субпараллельных блоков-чешуй или линзовидных блоков с тектоническими ограничениями, образующих в целом две крупные надвиговые пластины, в каждой из которых готерив-барремские породы надвинуты на альбсеноманские.

Породы в надвиговых чешуях претерпели интенсивный динамометаморфизм и милонитизацию. Полосы меланжа имеют ширину от нескольких до 100–150 м. С надвигами сопряжена система сдвигов и сбросо-сдвигов северо-западной или субмеридиональной ориентировки. Величина перемещения по ним — не менее первых десятков километров. Возникла рассмотренная надвиговая структура в позднем мелу в связи с горизонтальными движениями, направленными из внутренних частей Корякско-Камчатской тектонической области.

Далее на северо-запад, в более внутренних частях Охотско-Чукотского пояса, непосредственно юго-восточнее Окланско-Мургальского разлома, разделяющего фронтальную и тыловую зоны пояса, чешуйчато-надвиговые дислокации сменяются полосой грабен-синклиналей и горст-антиклиналей, сложенных породами альб-туронской базальт-андезитовой формации, с наклоном слоев на крыльях от 15–20 до 40–45°. К зоне чешуйчато-надвиговых дислокаций, усложнивших ранее созданные раннемеловые кольцевые структуры, приурочена цепочка более поздних плутоногенных кольцевых структур диаметром от нескольких сотен метров до первых десятков километров. Эти плутоногенные кольцевые структуры возникли в связи с формированием позднесеноманских массивов гранитоидов, маркирующих, вероятно, зону умеренного сжатия, в связи с чем расплавы на поверхность поступали здесь в ограниченном количестве. Наиболее обширный из них Ичигемский массив, распадающийся на ряд магматических куполов, ограничивает с северо-запада тыловую часть зоны чешуйчато-надвиговых дислокаций (см. рис. 47).

Одной из крупнейших структур фронтальной части пояса является Верхнеокланская кольцевая мегасистема диаметром около 125 км (рис. 49), связанная с формированием базальт-андезитовой формации и комагматичных ей интрузий. Внешнее ограничение мегасистемы выражено лишь в ее северной части в виде дугового разлома. В центральной части несколько эксцентрично располагаются две кольцевые вулканоплутоногенные системы диаметром около 40 км (Окланская и Хайокланская), как бы "насаженные" на Окланско-Мургальский разлом; кроме последнего, в их локализации важную роль играли широтный и меридиональный разломы. Пример еще одной вулканогенной структуры



Рис. 49. Схематическая геологическая карта Верхнеокланской кольцевой мегаструктуры и сопредельных участков фронтальной части Охотско-Чукотского пояса в бассейнах рек Пенжины и Оклана, составленная с использованием материалов космических съемок.

1 – дуговые разломы внешнего обрамления Верхнеокланской кольцевой мегаструктуры; 2 – дуговые разломы прочие; 3 – линейные разломы; 4 – надвиги Паренько-Мургальской чешуйчато-надвиговой системы; 5 – четвертичные рыхлые отложения; 6 – палеогеновые и поздне меловые вулканы преимущественно основного состава; 7 – меловые вулканы преимущественно среднего состава; 8 – меловые вулканы преимущественно кислого состава; 9 – нижнемеловые терригенные отложения; 10 – верхнепалеозойские и нижнетриасовые осадочные отложения; 11 – меловые интрузии различного состава; 12 – меловые и палеогеновые субвулканические массивы, 13 – интрузивные массивы внемасштабные

этой части пояса, сложенной породами базальт-андезитовой формации, представлен на рис. 50.

Указанные структурные особенности свойственны фронтальной части пояса не только Пенжинского, но и других секторов. Так, северо-восточ-

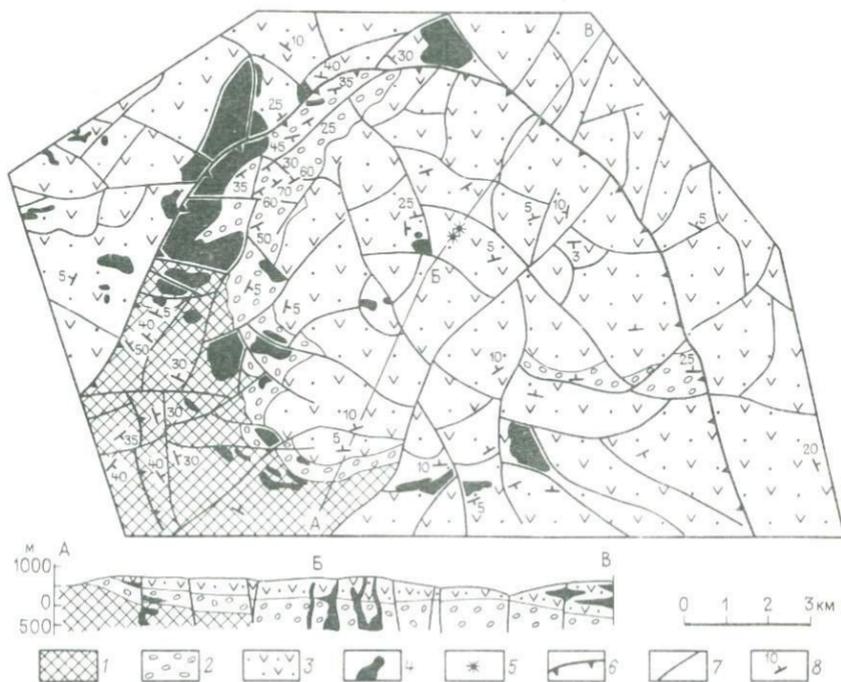


Рис. 50. Геологическое строение Микинской кольцевой вулканогенной структуры. Образования фундамента Охотско-Чукотского пояса: 1 – терригенно-вулканогенные отложения готеривского яруса, 2 – терригенные отложения альбского яруса; образования Охотско-Чукотского пояса: 3 – вулканогенные образования среднего – основного состава альб-сеноманского ярусов, 4 – поздне меловые субвулканические образования среднего – основного состава, 5 – вулканические жерловины, 6 – периферические дуговые разломы Микинской кольцевой структуры; 7 – дуговые и прямодлинейные разломы прочие; 8 – элементы залегания слоев, покровов

нее, в Анадырском секторе вплоть до поперечной меридиональной Юрумкувеевско-Бельской системы разломов, во фронтальной части Охотско-Чукотского пояса прослеживаются сложные чешуйчато-складчатые дислокации, дополняющиеся плутогенными купольными структурами.

Юго-западнее Пенжинского сектора структуры фронтальной части пояса вскрываются на полуостровах Тайнонос, Кони, Пьягина. Наиболее полно они изучены [14] на п-ове Тайнонос, где располагается серия узких, разделенных взбросами и надвигами тектонических блоков палеозойских — мезозойских образований различной формационной принадлежности, включая и юрско-меловые прибрежно-морские и наземные терригенно-вулканогенные образования. Рассматриваемая зона дополняется здесь многочисленными массивами гранитоидов Северо-Тайгоносского интрузивного пояса. На ряде геологических разрезов п-ова Тайнонос, составленных Г.Е. Некрасовым, вергентность надвиговых структур северо-западная, что согласуется с данными по бассейну р. Пенжины.

Таким образом, во фронтальной зоне Охотско-Чукотского пояса прослеживается единая вергентная в северном направлении Пареньско-Мурвальская система чешуйчато-надвиговых структур, оформившаяся в предсенонское время.

Возвращаясь к характеристике поперечного сечения Охотско-Чукотского пояса в Пенжинском секторе, следует указать, что осевая часть пояса нарушена в связи с более поздними процессами рифтогенеза, в результате чего здесь заложилась система узких грабен-синклиналей, заполненных базальтоидами конца позднего мела — начала палеогена, которая будет охарактеризована ниже в настоящей главе.

Тыловая часть Охотско-Чукотского пояса, ширина которой в Пенжинском секторе достигает 100–150 км, образована тектоно-магматогенными структурами, возникшими при накоплении раннепозднемеловых дацит-риолитовой и базальт-андезитовой, а также сенонской субщелочной дацитовой формаций. Следует подчеркнуть самостоятельность кольцевых тектоно-магматогенных структур, генетически связанных с каждой из перечисленных формаций.

С накоплением базальт-андезитовой формации связана вулканоплутогенная Верхне-Пенжинская мегасистема диаметром около 150 км, расположенная в верховьях Олоя и Пенжины. В центральной части мегасистемы среди пород фундамента располагаются три кольцевых плутогенных купола диаметром от 15 до 30 км, возникших в связи с внедрением меловых гранитоидов. Ближе к периферии мегасистемы размещается кольцевой, извилистых очертаний грабен, состоящий из вулканогенных отрицательных структур диаметром 20–65 км. В большинстве этих отрицательных структур центриклинально наклоненные слои и потоки по кольцевым разломам ступенчато погружаются к центральной их части, которая иногда занята экструзивным куполом. Таким образом, в целом рассматриваемая мегасистема является антиформой.

Накоплением альб-сенонманской дацит-риолитовой формации обусловлена Кегалинско-Шайбовеевская кольцевая система, состоящая из отрицательных кольцевых структур диаметром 25–40 км. Примером может

служить Шайбовеямская кольцевая структура, образованная концентрическими разломами (рис. 51). Внутренняя ее часть состоит из нескольких кальдер, заполненных потоками игнимбритов, наклоненными центри-клинально под углом 5–10°. К периферии Шайбовеямской структуры возрастает роль туфов (особенно мелкообломочных) и терригенных пород.

В пределах тыловой части Пенжинского сектора установлены также обширные (диаметром до 50 км) отрицательные вулканогенные кольцевые системы, сложенные породами субщелочной сеноман-сенонской дацитовой формации и несогласно перекрывающие тектоно-магματοгенные структуры более ранних этапов вулканизма. К наиболее крупным из них относятся Утисьнская и Еропольская, с мощным проявлением игнимбритов в центральных частях. В центре Еропольской кольцевой структуры, кроме того, вскрываются субвулканические и интрузивные тела субщелочных риолитов и гранитов, а по периферии наблюдаются мелко-обломочные туфы и терригенные породы, прорванные дугowymi игнимбритовыми дайками.

Глыбовые дислокации в тыловой части Пенжинского сектора выражены менее резко, хотя в отложениях базальт-андезитовой формации иногда выявляются брахиангклинали и брахисинклинали, а также моноклинали с наклоном до 10–20°.

Зоны вергентных в северном направлении чешуйчато-надвиговых структур обнаружены на отдельных участках и в тыловой части Охотско-Чукотского пояса, по северной его периферии. Так, в междуречье Яблона — Пеледона, в так называемом Оконайто-Пеледонском поднятии, обнаружены наклоненные на юго-запад чешуйчато-надвиговые структуры, в которых участвуют нижнемеловые молассовые отложения фундамента Охотско-Чукотского пояса и входящая в его состав базальт-андезитовая формация; неавтохтоном служит позднемеловая риолитовая формация. Нетрудно заметить, что по характеру вергентности и времени оформления эти дислокации аналогичны вышеописанным чешуйчато-надвиговым структурам фронтальной части пояса и являются отражением одних и тех же горизонтальных движений, направленных из Корьякско-Камчатской тектонической области.

Приведенная характеристика структур поперечного латерального ряда Охотско-Чукотского пояса подтверждает мысль о закономерном расположении кольцевых тектоно-магματοгенных структур различных магматических серий, коррелирующемся в общем случае со строением фундамента. Тектоно-магματοгенные структуры, обусловленные проявлением самостоятельного кремнекислого магматизма, локализируются в тыловой части пояса, на сформированной континентальной коре. Более широко — и в тыловой, и во фронтальной частях пояса — распространены тектоно-магματοгенные структуры, возникшие в связи с проявлением известково-щелочного магматизма; вкрест простираения пояса меняются типы этих структур. Как было показано, фронтальная часть его маркируется цепочкой плутоногенных кольцевых структур, возникших в зоне сжатия, осложнившей указанную часть пояса. Аналогичный прерывистый

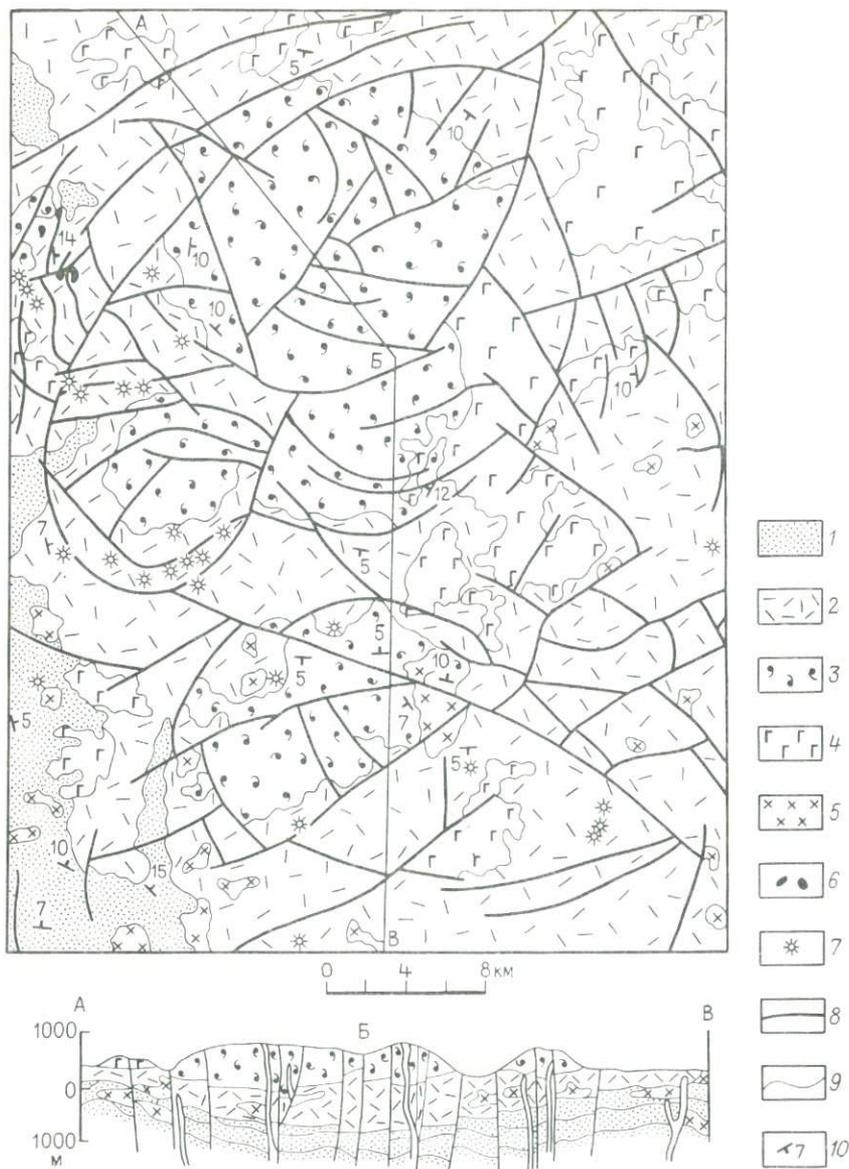


Рис. 51. Строение Шайбовоевской кольцевой тектоно-магматогенной структуры, связанной с развитием риолитового магматизма.

Позднеальбские образования: 1 – песчаники, алевролиты; 2 – туфы кислого состава, реже риолиты, дациты; 3 – игнимбриты кислого состава; 4 – позднемеловые субщелочные базальтоиды; 5 – позднемеловые субвулканические образования кислого состава; 6 – подводные каналы игнимбритов; 7 – центры вулканических извержений кислого состава; 8 – дуговые разрывные нарушения; 9 – границы литологических разностей; 10 – элементы залегания потоков, слоев

кулисообразно расположенный ряд плутоногенных кольцевых структур нередко размещается и в тыловой части Охотско-Чукотского пояса, фиксируя и здесь обстановку сжатия. Примером могут служить плутоногенные структуры, приуроченные к вышерассмотренным чешуйчато-надвиговым дислокациям Оконайто-Пеледонского поднятия. Между этими продольными по отношению к простираению пояса рядами плутоногенных структур размещается широкая полоса вулканогенных и вулканоплутоногенных кольцевых структур. Всякого рода осложняющие дислокации, генетически не связанные с развитием магматизма пояса, или отражают более поздние процессы, или синхронны с тектоническими движениями в смежных областях.

Таким образом, приведенные материалы демонстрируют неоднородность тектонического строения Охотско-Чукотского альб-сенонского вулканогенного пояса, образованного структурными формами различной генетической природы. Проявления альб-сенонского магматизма (как в наземных, так и глубинных фациях) сопровождалось формированием тектоно-магматогенных структур, приуроченных к магмоподводящим разломам. Эти структуры в совокупности и образуют Охотско-Чукотский вулканический пояс. В Охотско-Чукотском поясе они осложнены дислокациями двух разновозрастных групп, генетически не связанными с процессами альб-сенонского магматизма. Первая группа – пред-сенонские чешуйчато-надвиговые и складчатые дислокации, возникшие в рассматриваемом поясе как реакция на горизонтальные движения, направленные на мезозойский континент со стороны Тихого океана. Поскольку разрядка этих напряжений ослабевала в глубь континента, в поясе возник поперечный латеральный ряд дислокаций, сложность строения которых уменьшается в этом же направлении: чешуйчато-надвиговые структуры фронтальной, обращенной к Тихому океану части пояса по направлению к тыловой его части сменяются сначала складками, а затем лишь незначительным короблением ранее сформированных тектоно-магматогенных структур.

Вторая группа структур – маастрихт-эоценовые грабены с субшелочными базальтоидами, заложившиеся либо по продольным, либо по поперечным обновленным разломам пояса и пересекающие несогласно меловые тектоно-магматогенные структуры.

Таким образом, на примере Охотско-Чукотского пояса нами показана возможность интерференции в пределах окраинноматериковых вулканических поясов структурных форм, имеющих совершенно различную природу: наряду со структурами, генетически связанными с магматизмом этих поясов, в них могут возникать дислокации, обусловленные иными причинами и в силу этого случайные по отношению к поясам. Структурные формы, осложняющие тектоно-магматогенные структуры поясов, могут или являться следствием тектонических движений в смежных областях, или возникать в результате совмещения в пределах поясов различных геодинамических обстановок. В последнем случае это совмещение может быть или синхронным (как например, в калифорнийском тектонотипе, где происходит близкое по времени формирование

известково-щелочных пород и связанных с процессом рифтогенеза базальтоидов), или значительно отличаться по времени проявления (как, например, в Охотско-Чукотском поясе, где связанные со сменой тектонического режима грабены с базальтоидами возникали после завершения формирования пояса).

Разграничение тектоно-магматогенных структур, свойственных собственно вулканическим поясам, и наложенных тектонических элементов иной генетической природы необходимо как при моделировании тектонотипов вулканических поясов, так и при реконструкции на основе этих тектонотипов вулканических поясов прошлого.

КАМЧАТСКО-КОРЯКСКИЙ ВУЛКАНОГЕННЫЙ ПОЯС

В Камчатско-Корякском вулканогенном поясе, протягивающемся в северо-восточном направлении от северо-западного побережья Камчатки до Анадырского залива, вулканиды имеют прерывистое распределение, образуя отдельные изолированные поля. Однако анализ гравиметрических материалов (рис. 52) свидетельствует о широком развитии глубинных, корневых, частей этого пояса.

Камчатско-Корякский пояс в пределах рассматриваемой территории построен различно в юго-западной и северо-восточной частях. Это обусловлено большей густотой и активностью на его северо-востоке трансрегиональных разломов северо-западной ориентировки, обусловивших заложение здесь поперечных вулканических зон, что подтверждается и геофизическими данными. В целом рассматриваемому поясу соответствует отрицательное поле силы тяжести, вызванное, вероятно, магматическими образованиями корневых частей пояса, обладающих меньшей плотностью по сравнению с породами фундамента, испытавшими неоднократное скупчивание; к тому же среди последних немалый объем занимают высокоплотные породы офиолитовых ассоциаций. Судя по распределению отрицательных гравитационных аномалий (см. рис. 52), юго-западная часть Камчатско-Корякского пояса характеризуется максимальным проявлением магматизма, интенсивность которого к северо-востоку ослабевает, что соответствует и геологическим данным.

Установлена общая закономерность распределения формаций в пределах пояса. Риолит-дацитовая формация олигоцена приурочена к главной продольной составляющей вулканогенного пояса, образуя отдельные ареалы вдоль магноподводящих разломов генерального северо-восточного простирания (рис. 53). Максимальные по площади ее поля размещаются на пересечении этих северо-восточных линейментов с поперечными трансрегиональными системами разломов северо-западной, меридиональной и широтной ориентировки (особенно в местах наибольшей ширины этих систем).

Базальт-андезит-дацитовая формация олигоцена-миоцена, участвуя в строении главной продольной ветви Камчатско-Корякского пояса, слагает, кроме того, и поперечные зоны, далеко выходящие за пределы этой ветви. Таким образом, можно говорить о площадном расширении

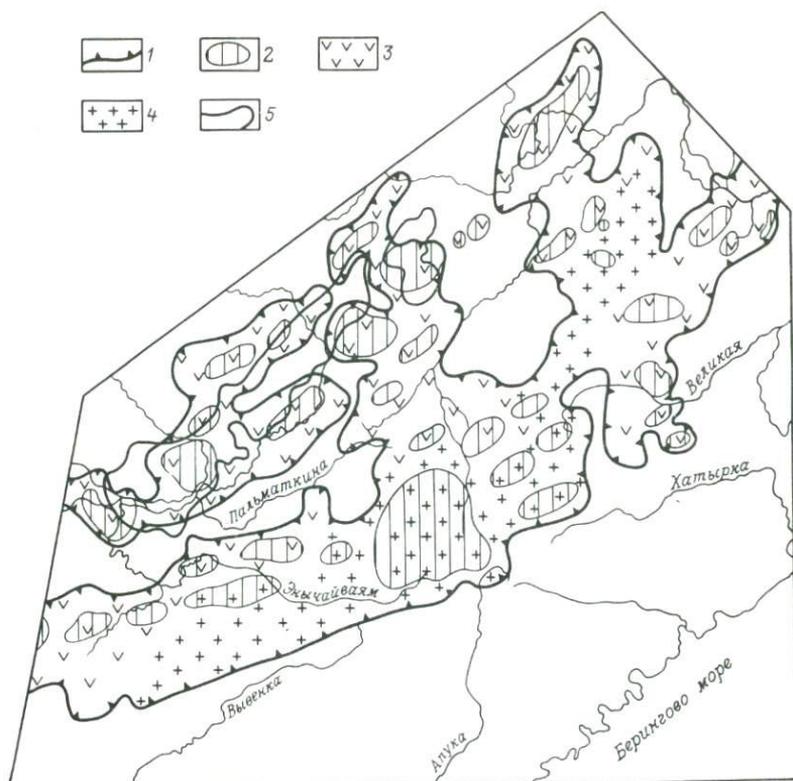


Рис. 52. Схема глубинного строения Камчатско-Корякского вулканогенного пояса по геофизическим данным.

1 — предполагаемая область распространения олигоцен-миоценовых магматических очагов (отрицательные аномалии поля силы тяжести); 2 — предполагаемые локальные олигоцен-миоценовые магматические очаги (остаточные отрицательные аномалии поля силы тяжести); фации олигоцен-миоценового магматизма: 3 — вулканические, 4 — plutонические (предполагаемые не вскрытые интрузивные массивы); 5 — предполагаемые ареалы палеоцен-эоценовых базальтоидов в Пенжинском прогибе (интенсивные положительные магнитные аномалии)

Камчатско-Корякского пояса во времени. Это подтверждается и тем, что субвулканические тела олигоцен-миоценового возраста далеко "уходят" за пределы вулканических ареалов рассматриваемого пояса и, как уже отмечалось, нередко встречаются в пределах Охотско-Чукотского пояса.

В целом Камчатско-Корякский пояс образован тектоно-магматогенными кольцевыми структурами, размещение которых диктуется магмоподводящими разломами (как продольными, так и поперечными). Максимальное скопление этих структур обнаруживается в местах пересечения разломов различной ориентировки. Тектоно-магматогенные структуры

несогласно наложены на выше описанные системы чешуйчато-надвиговых дислокаций фундамента (рис. 54), что свидетельствует об их возникновении после основного этапа тектонического сжатия. Лишь местами на небольших участках кольцевые структуры нарушены в результате более поздних импульсов горизонтального сжатия.

Юго-западная часть Камчатско-Корякского пояса состоит из нескольких полей, образующих полосу северо-восточной ориентировки шириной около 100 км, на востоке ограниченную составляющими Пенжинско-Аниваямского и Мургальско-Налгимского трансрегиональных разломов. Магмоподводящей здесь является серия параллельных сближенных прерывистых разломов северо-восточного направления, которые в большинстве своем несут характер "скрытых швов". В тыловой части пояса здесь несколько изолированно располагаются небольшие разобщенные ареалы, магмоподводящими для которых являлись, по-видимому, Орловско-Каменский и Пенжинский разломы.

В структурном отношении эта часть рассматриваемого пояса характеризуется продольной зональностью, заключающейся в расположении различных типов кольцевых структур в двух параллельных зонах северо-восточной ориентировки. Северо-западная (тыловая) зона характеризуется развитием вулканогенных кольцевых структур, сложенных вулканидами олигоценового или олигоцен-миоценового возраста, диаметры которых варьируют от 3–5 до 15–25 км. Наиболее значительными тектоно-магмагенными кольцевыми структурами этой части пояса являются Ичигинная и Утгинайская. Первая из них, сложенная вулканидами риолит-дацитово-гранитной формации, имеет диаметр 25 км и ограничена двумя несомкнутыми дуговыми разломами; по ее периферии орбитально располагаются пять меньших кольцевых структур. Центр рассматриваемой кольцевой структуры приурочен к узлу пересечения четырех разломов северо-восточного, восток-северо-восточного, северо-западного и субширотного простираний.

Рис. 53. Главные кольцевые тектоно-магмагенные структуры Камчатско-Корякского вулканогенного пояса.

1 – структуры Верхояно-Чукотской тектонической области; 2 – структуры Корякско-Камчатской тектонической области; вулканогенные образования известково-щелочной серии: 3 – неоген-четвертичные, 4 – олигоцен-миоценовые; 5 – риолитовые вулканогенные образования больших объемов эоцена – олигоцена; 6 – вулканогенные образования щелочнобазальтовой серии маастрихта – эоцена; магмоподводящие разломы: 9 – активные при формировании Камчатско-Корякского пояса (продольные и поперечных зон), 10 – активные при маастрихт-эоценовом рифтогенезе; 11 – прочие разломы; 12 – граница ареалов вулканогенных образований (в том числе и предполагаемая); 13 – граница Камчатско-Корякского пояса по геофизическим данным.

Цифрами обозначены кольцевые структуры: 1 – Ветровая, 2 – Импенвеевская, 3 – Красноозерская, 6 – Элекайская, 7 – Алуковская, 8 – Пахачинская, 9 – Опухская, 10 – Нижнехатырская, 11 – Пекульневская, 12 – Нижнеанадырская; поперечные зоны Камчатско-Корякского вулканогенного пояса: 4 – Слаутино-Автоваевская, 5 – Адганско-Элекайская

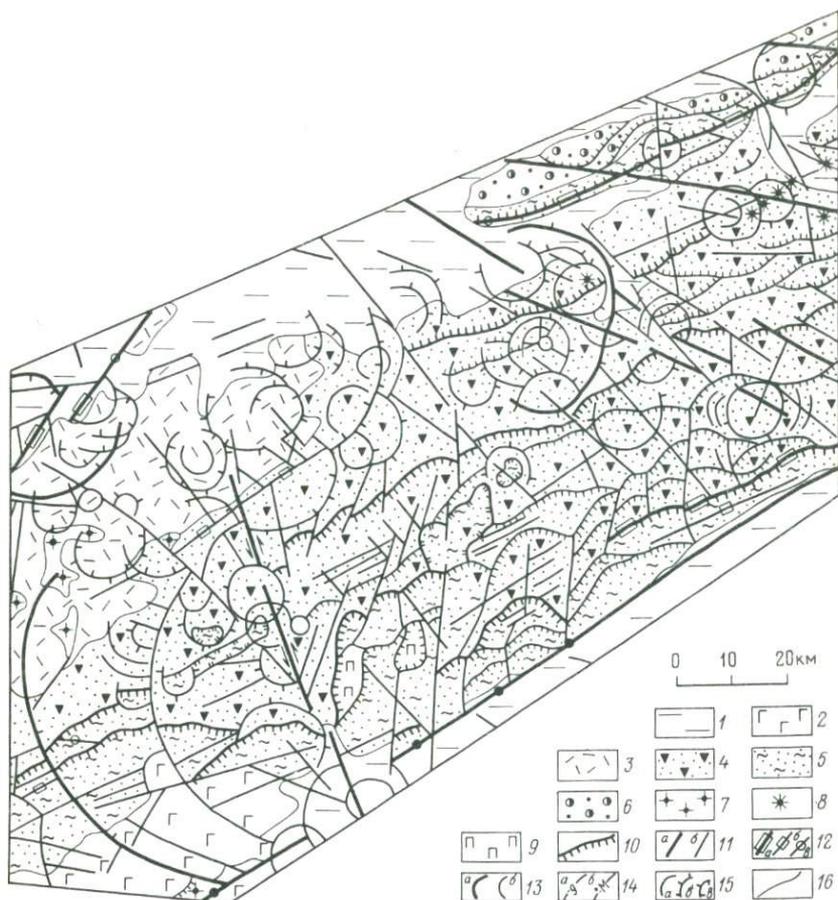


Рис. 54. Характер соотношения тектоно-магматогенных палеоген-неогеновых кольцевых структур Камчатско-Корякского вулканогенного пояса с чешуйчато-надвиговыми дислокациями (западная часть Корякского хребта, междуречье Вывенки — Эннэйваяма).

1 — рыхлые четвертичные отложения; 2 — неоген-четвертичные вулканогенные образования; 3 — олигоцен-миоценовые вулканогенные образования; 4 — верхнемеловые флишоидные и олистостромовые отложения; 5 — меловые вулканогенно-кремнистые отложения; 6 — меловые терригенные отложения; 7 — гранитоиды; 8 — субвулканические образования; 9 — гипербазиты; 10 — надвиги и шарьяжи; 11 — вертикальные разломы: *а* — наиболее протяженные (в том числе сдвиги), *б* — прочие; 12 — вертикальные разломы, выраженные на геофизических картах; *а* — горизонтальными градиентами поля силы тяжести, *б* — соответствующим простиранием изоаномал, *в* — магнитными аномалиями; 13 — кольцевые и дуговые разломы кольцевых тектоно-магматогенных структур (утолщены периферические дуговые разломы); 14 — кольцевые тектоно-магматогенные структуры, выраженные: *а* — отрицательными аномалиями поля силы тяжести, *б* — знакопеременными аномалиями магнитного поля; 15 — типы кольцевых тектоно-магматогенных структур: *а* — вулканогенный, *б* — плутоногенный, *в* — вулканоплутоногенный; 16 — геологические границы

Фронтальная зона плутоногенных кольцевых структур, с юго-востока примыкающая к вышеописанной зоне наземного магматизма, состоит из кольцевых структур диаметром 10–30 км, размещающихся вдоль сближенных разломов северо-восточной ориентировки; они тяготеют к узлам пересечения указанных разрывов с разломами северо-западного и субширотного направлений. Эти плутоногенные кольцевые структуры, представляющие собой магматические купола, имеют относительно простое концентрическое или радиально-концентрическое строение, усложняющееся лишь в наиболее крупных из них. Для некоторых кольцевых структур рассматриваемой зоны связь с интрузивными образованиями была установлена и ранее, как, например, для Хрустальной плутоногенной структуры, которая, по данным Н.П. Митрофанова, связана с интрузией гранодиорит-порфиоров. Однако большая часть тектоно-магматогенных структур рассматриваемой фронтальной зоны пояса, пересекающих поздне меловые терригенные отложения, ранее не выделялись.

Наиболее крупными кольцевыми структурами, входящими в зону плутоногенных структур Камчатско-Корякского пояса, являются Импенвеевская и Ветроваямская (см. рис. 53), отчетливо наблюдаемые на космоснимках. Первая из них, ввиду больших размеров (диаметр 100–120 км) и сложности строения, отнесена к разряду кольцевых мегасистем. Положение ее определяется взаимопересечением целого ряда разнонаправленных разломов, из которых крупнейшими являются трансрегиональные меридиональной ориентировки Олюторско-Дежневский, а также северо-западные Пенжинско-Аниваямский и Мургалыско-Налгимский. Ограничением Импенвеевской мегасистемы служит крупный дуговой разлом, прослеженный от долины р. Зуленваям до верховьев р. Ваеги. Во внутренней ее части располагаются две пересекающиеся более мелкие (до 20 км в диаметре) кольцевые структуры, а на периферический дуговой разлом мегасистемы нанизаны кольцевые структуры еще меньшей величины.

Рассматриваемая кольцевая мегасистема накладывается на чешуйчато-надвиговые дислокации в терригенных и вулканогенно-терригенных отложениях. Однако в ее пределах обнаружен ряд крупных полей гидротермально измененных терригенных поздне меловых пород, которые, по-видимому, связаны с интрузиями. Это тем более вероятно, что А.И. Поздеев и Э.Б. Невретдинов обнаружили здесь мелкие штоки и дайки гранитоидов. С местоположением Импенвеевской кольцевой мегасистемы совпадает интенсивная отрицательная гравиметрическая аномалия (см. рис. 52), выраженная как в наблюдаемом, так и в региональном полях. Указанная информация в совокупности дает основание предполагать, что Импенвеевской кольцевой мегасистеме на глубине соответствует крупный магматический очаг, вероятнее всего, гранитоидного состава.

Ветроваямская кольцевая система располагается в междуречье Куйвиваям – Вывенка в виде полукольца диаметром около 80 км, с востока ограниченного Валижгенско-Говенским разломом; она приурочена к пересечению этого линейного разлома северо-восточной ориентировки.

Данная система образована двумя концентрическими дуговыми разломами и осложнена кольцевыми структурами диаметром до 10–20 км, сгущения которых наблюдаются в северной и южной периферических частях системы (особенно в местах пересечения составляющих ее дуговых разломов трансрегиональным северо-западным разломом). Эта кольцевая система в северной части образована олигоценовыми, существенно кремнекислыми вулканогенными и интрузивными образованиями, что позволяет отнести ее к разряду вулканоплутоногенных; однако ведущую роль в ее формировании играли, видимо, процессы интрузивного магматизма. На гравиметрической карте она располагается в краевой части крупной отрицательной аномалии.

Видимо, и прочие кольцевые структуры, составляющие рассматриваемую фронтальную зону Камчатско-Корякского пояса, являются в основном плутоногенными и связаны с нескрытыми интрузиями, которым в целом соответствует отрицательная гравиметрическая аномалия. Реже здесь присутствуют вулканоплутоногенные структуры. К ним относится группа мелких кольцевых структур, которые первоначально были выявлены нами на космических снимках в правобережье р. Энычавайама, а затем подтверждены А.Л. Башаркевичем в ходе геологосъемочных работ. Они образованы закономерно расположенными олигоценовыми вулканическими и субвулканическими породами.

Иное строение имеет северо-восточная часть Камчатско-Корякского пояса: поперечные зоны северо-западного простирания здесь как бы подавили его главную северо-восточную составляющую. Последняя прослеживается в узкой полосе от низовьев р. Автоваам до оз. Красного, ограничиваясь с запада и востока соответственно Мургальско-Налгимским и Устьбельско-Майницким разломами северо-западной ориентировки. Прерываясь в верховьях р. Великой, эта ветвь пояса несколько расширяется на северо-восток, располагаясь вдоль двух магмоподводящих разломов северо-восточного простирания — Ламутско-Пырканайского и Березовско-Рарытकिनского.

Показательно, что отмеченная прерывистость в распределении магматических образований в пределах северо-восточной ветви пояса нашла отражение в гравиметрических материалах — в верховьях р. Великой наблюдается разрыв свойственной этой ветви пояса линейной отрицательной аномалии. В целом эта аномалия указывает, вероятнее всего, на линейную цепочку магматических очагов, размещавшихся в палеоген-неогеновое время вдоль магмоподводящих разломов северо-восточной ориентировки. В участках пересечения этих разломов поперечными разрывами располагаются обширные локальные отрицательные аномалии, вызванные, вероятно, приуроченными к этим высоко проницаемым участкам наиболее многочисленных и объемных магматических очагов.

Северо-восточная ветвь Камчатско-Корякского пояса состоит из кольцевых структур преимущественно вулканогенного типа. Распределение их весьма неравномерно — они образуют скопления в местах пересечения магмоподводящих разрывов северо-восточной ориентировки разломами северо-западного простирания, дополняющихся местами ме-

ридиональными и широтными. Такие "гроздь" кольцевых структур возникли на трех участках северо-восточной ветви пояса — в бассейне р. Автоваам, в горах Элекай и Пырканай и в районе оз. Красное, на северном склоне хр. Рарыткин (см. рис. 53).

Поскольку первые два участка сгущения тектоно-магматогенных структур одновременно принадлежат и к ранее упоминавшимся поперечным зонам, они описаны при рассмотрении этих зон. Что же касается третьего участка, расположенного близ восточного ограничения Камчатско-Корякского пояса, то структурная обстановка, предопределившая локализацию здесь тектоно-магматогенных структур, характеризуется пересечением северо-восточного магноподводящего разлома трансрегиональными разломами широтного, меридионального и северо-западного направления; последние, входящие в Устьбельскую систему разломов, достигают здесь общей ширины до 100 км. Главной тектоно-магматогенной кольцевой структурой этого участка является сложно построенная Красноозерская вулканогенная система (см. рис. 53), центральную часть которой занимает оз. Красное. Она накладывается на верхнемезозойские вулканогенно-терригенные отложения, обладающие сложным складчатым и чешуйчато-надвиговым строением. Кроме того, в фундаменте этой структуры располагаются грабены с палеогеновыми базальтоидами. Позднейшими подвижками по многочисленным пересекающим разломам целостность этой кольцевой системы нарушена, причем наиболее "пострадавшими" оказались северо-западная и северо-восточная ее части. Ранее уже отмечалось, что Красноозерская система была нарушена в результате не только вертикальных, но и горизонтальных подвижек, следствием чего явилось возникновение взбросо-надвиговых структур (см. рис. 6), в которых участвуют и вулканы этой системы. Диаметр сохранившейся части Красноозерской кольцевой системы около 70 км, что составляет примерно две трети истинного ее диаметра.

Заложение этой системы следует связывать с накоплением олигоценовой риолит-дацитовой формации. В строении системы большой объем занимают игнимбриты и риолиты, заполняющие обычно отдельные кальдеры, расположенные нередко орбитально. Одна из них была изучена в юго-восточной части Красноозерской системы (рис. 55). В пределах последней располагаются и небольшие отрицательные кольцевые структуры, сложенные вулканидами базальт-андезит-дацитовой формации олигоцена — миоцена, которые, вероятно, также приурочены к этому участку вследствие повышенной его проницаемости.

Как уже отмечалось, структурной особенностью северо-восточной части Камчатско-Корякского пояса является наличие двух поперечных зон — Слаутнинско-Автоваамской и Алгано-Элекайской, приуроченных к магноподводящим системам разломов северо-западного простирания и пересекающих чешуйчато-надвиговые структуры Таловско-Майнской системы и восточной Корякии. Указанные зоны сложены в основном образованиями базальт-андезит-дацитовой олигоцен-миоценовой формации. Обе поперечные зоны имеют четковидное строение, которое обусловлено неравномерным распределением в их пределах тектоно-магматогенных

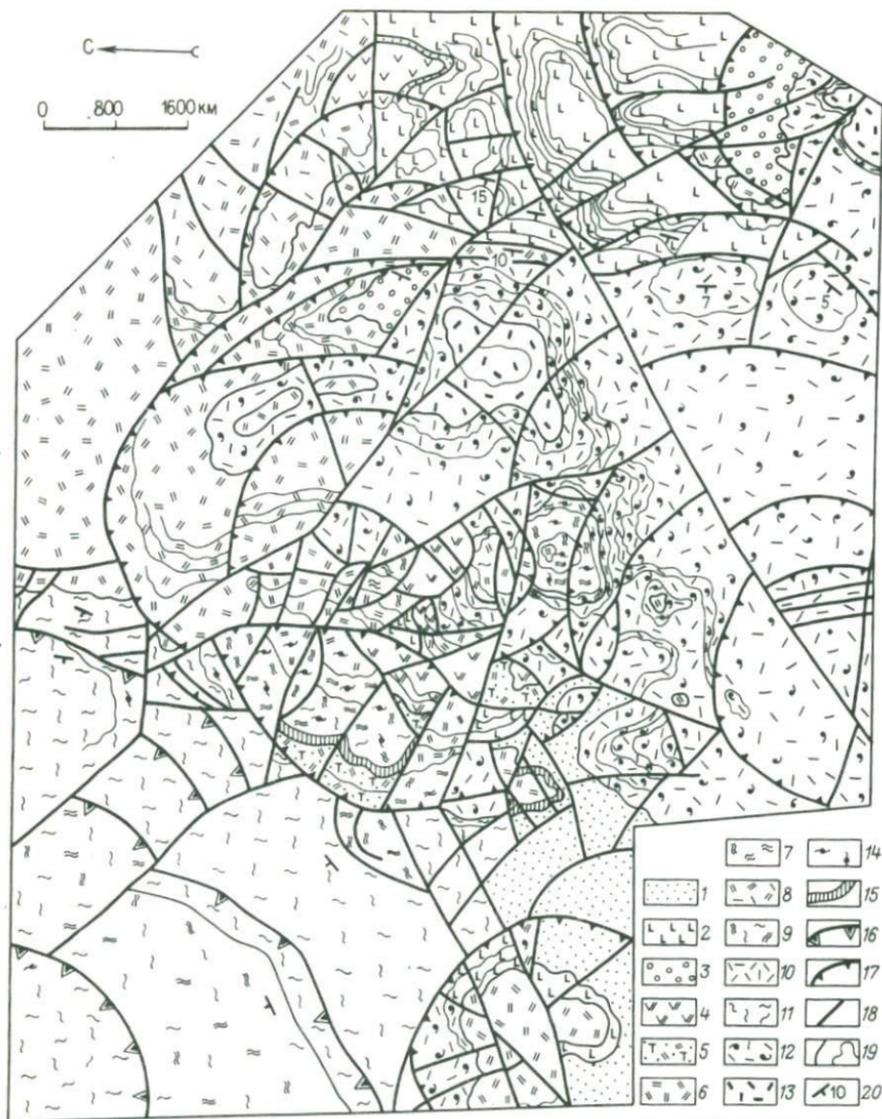


Рис. 55. Строение периферической части Красноозерской кольцевой тектоно-магматогенной системы (северо-западный склон хр. Рарыткин).

1 — верхний мел: песчаники, алевролиты, конгломераты; 2 — палеоген — эоцен: базальты, андезито-базальты; 3–15 — эоцен — олигоцен: вулканогенные образования кислого состава: 3–11 — нижняя часть (3 — туфогенные конгломераты, песчаники, туффиты, 4 — андезито-дациты, 5 — туффиты, реже туфы дацитового состава, 6 — массивные дациты, 7 — флюидалные дациты, 8 — массивные риодациты, 9 — флюидалные риодациты, 10 — массивные риолиты, 11 — флюидалные риолиты); 12 — средняя часть, игнимбриты кислого состава; 13 — верхняя часть, массивные и линзовиднофлюидалные дациты; 14 — стекловатые разности; 15 — вулканические стекла; 16–17 — дуговые разломы кольцевых структур: 16 — кальдер, 17 — кольцевых систем; 18 — разломы прочие; 19 — геологические границы: а — отдельных стратиграфических подразделений, б — потоков, слоев; 20 — элементы залегания

кольцевых структур; сгущения последних приурочены к узлам пересечения северо-западных разломов разрывами иных направлений, в том числе и трансрегиональными. Это четковидное строение поперечных зон пояса подтверждается и гравиметрическими данными: на фоне соответствующих этим зонам отрицательных гравитационных аномалий наблюдаются локальные аномалии (см. рис. 52), фиксирующие, вероятно, положение промежуточных магматических очагов.

Вдоль поперечных зон пояса наблюдается чередование различных типов кольцевых структур — вулканогенных и плутогенных. Это явление обусловлено, вероятно, тем, что поперечные зоны при формировании пересекали сложный, чешуйчато-надвиговой фундамент, характеризовавшийся чередованием участков растяжения или сжатия. По положению в Камчатско-Корякском поясе указанные зоны северо-западной ориентировки аналогичны дочерним поперечным магматогенным зонам, прилегающим к Охотско-Чукотскому поясу; кстати сказать, и обусловлены они подчас одними и теми же трансрегиональными разломами; однако в пределах восточной части Камчатско-Корякского пояса эти поперечные зоны проявлены гораздо значительнее главной, северо-восточной его ветви.

Наиболее мощная из поперечных зон — Слаутнинско-Автоваамская — протягивается из левобережья Укэлаята в Пенжинский прогиб на расстояние более 250 км при изменчивой (до 100 км) ширине. Несомненно пространственная и генетическая связь этой зоны с трансрегиональным Мургалско-Налгимским разломом северо-западной ориентировки. На юго-восточном его окончании располагается цепочка кольцевых структур диаметром до 40 км, пересекающих тектонические покровы палеозойских и мезозойских отложений и являющихся, вероятнее всего, плутогенными, связанными с нескрытыми палеоген-неогеновыми магматическими очагами, поскольку в некоторых из них отмечаются гидротермально измененные породы, а в близлежащих участках вскрываются небольшие неогеновые гранитоидные штоки.

Севернее, в бассейнах рек Бол. Куйбивеем и Слаутная, рассматриваемая зона представлена несколькими изолированными ареалами вулканогенных кольцевых структур диаметром до первых десятков километров, по периферии которых размещаются купола и кальдеры. Строение одной из них показано на рис. 56. В центральной ее части залегают бомбовые туфы и плоский экструзивный купол диаметром 100–150 м, сложенный дацитами с неравномерным распределением вкрапленников плагиоклаза, пироксенов и роговой обманки. В периферической части кальдеры преобладают среднеобломочные туфы с пачками туффитов и песчаников. Многочисленные субвулканические дуговые и радиальные дайки дацитов подчеркивают соответствующие разломы; со штокообразными и грибообразными телами связаны небольшие магматогенные купола.

В Пенжинском прогибе на северном окончании рассматриваемой поперечной зоны располагается крупнейшая (диаметром около 80 км)

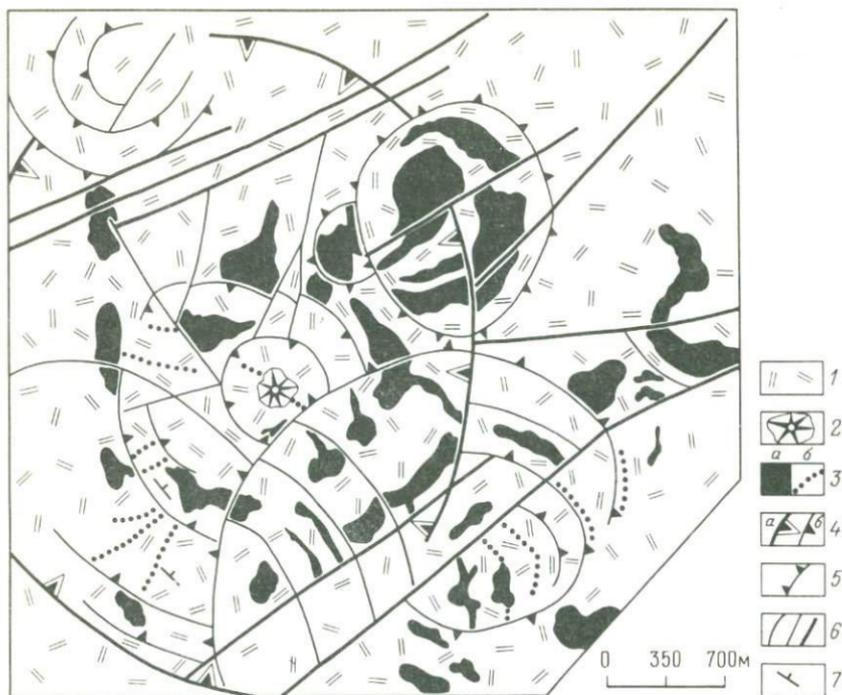


Рис. 56. Скопление кольцевых тектоно-магматогенных структур в Слаутнинско-Автоваамской поперечной зоне Камчатско-Корякского вулканогенного пояса.

1 – олигоцен-миоценовые вулканогенные и терригенно-вулканогенные образования (преимущественно дациты и их туфы); 2 – экструзивные купола дацитового состава; 3 – олигоцен-миоценовые субвулканические образования (дациты и андезитодациты): а – массивы, б – дайки; 4 – дуговые разломы кальдер: а – периферические; б – прочие; 5 – дуговые разломы магматогенных куполов; 6 – дуговые и прямолинейные разломы прочие (утолщены крупные магноподводящие разломы); 7 – элементы залегания

Орловкинская вулканогенная кольцевая структура, образованная палеогеновыми вулканитами среднего и умеренно кислого состава.

Несколько менее мощно проявлена Алганско-Элекайская поперечная зона Камчатско-Корякского пояса, имеющая ширину до 75 км и протягивающаяся от правобережья Великой через Элекайские горы и Майнское плоскогорье в Алганский кряж. Магноподводящим разломом, определяющим ее ориентировку, является северо-западная Майнско-Хатырская система разломов. Наблюдается некоторая кулисообразность в расположении отдельных отрезков Алганско-Элекайской зоны друг относительно друга, что обусловлено соответствующим смещением магноподводящих разломов. В локализации кольцевых структур рассматриваемой зоны пояса существенна роль меридионального Бельского трансрегионального разлома.

Вдоль этой зоны, как и Слаутнинско-Автоваамской, наблюдается чередование кольцевых структур вулканогенного и плутогенного типов. Плутогенные кольцевые структуры располагаются в юго-восточной ее части, в правобережье Великой, где известны небольшие субвулканические и интрузивные тела.

Севернее, в горах Элекай и на юге Майнского плоскогорья, в месте пересечения главного магмоподводящего северо-восточного разлома разломами северо-западной и меридиональной ориентировки, находится скопление тектоно-магматогенных структур диаметром до 50 км. Одна из них — Элекайская система, впервые выделенная В.П. Зинкевичем [17], несогласно размещается, по нашим данным, на всех более древних образованиях, в том числе и на кольцевой структуре, образованной игнибридами риолит-дацитовый формации олигоцена. Таким образом, на этом участке доказывается самостоятельность тектоно-магматогенных кольцевых структур, связанных с разными формациями.

Элекайская кольцевая система, по нашим данным, образована концентрическими дугowymi разломами (рис. 57). Отмечается усложнение ее строения во времени — наиболее поздние и наиболее кислые дифференциаты олигоцен-миоценовой базальт-андезит-дацитовый формации образуют дополнительные небольшие кольцевые структуры, расположенные по периметру "материнской", обычно в местах пересечения дугowych разломов последней разрывами северо-западной ориентировки, принадлежащим к трансрегиональным системам. В целом эта кольцевая система имеет четко выраженное центриклинальное строение (рис. 58). Ей отвечает эксцентрически расположенный гравитационный минимум, что, возможно, соответствует бывшей магматической камере.

Более северная часть рассматриваемой поперечной зоны смещена на восток, занимая междуречье Ламутской и Майна. На геологических картах здесь не указывается никаких проявлений магматизма; однако на космических снимках четко дешифрируется скопление кольцевых структур диаметром до 50 км, которым отвечает отрицательная аномалия силы тяжести. Вероятнее всего, это плутогенные кольцевые структуры, связанные с нескрытыми интрузивными массивами; косвенным доказательством этого могут служить гидротермальные образования, в небольших масштабах проявленные на данной территории. Северное окончание Алганско-Элекайской зоны уходит в пределы Пенжинского прогиба, где на левобережье Анадыря, в Гореловых горах базальт-андезит-дацитовый формация образует крупные кольцевые мегасистемы.

На побережье Анадырского залива обнаружены обширные Нижнеанадырская (см. рис. 53) и Чимченейская кольцевые структуры, генезис которых проблематичен; не исключено, что это элементы северо-восточного окончания Камчатско-Корякского пояса.

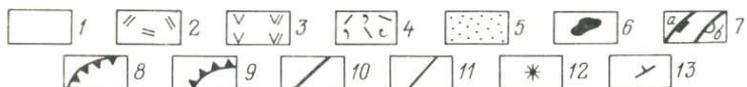




Рис. 57. Геологическое строение Элекайской кольцевой тектоно-магматогенной структуры.

1 – четвертичные отложения; 2–3 – олигоцен – миоцен: 2 – нижняя часть (андезито-базальты, андезиты, андезито-дациты, реже дациты, песчаники, гравелиты), 3 – верхняя часть (дациты, андезито-дациты, песчаники, гравелиты); 4 – олигоцен, игнимбриты кислого состава; 5 – верхнемеловые песчаники, алевролиты; 6 – олигоцен-миоценовые субвулканические дациты, андезито-дациты; 7 – дуговые разломы крупных отрицательных кольцевых структур, связанных с развитием: а – олигоценового вулканизма; б – олигоцен-миоценового вулканизма; 8 – дуговые разломы кальдер; 9 – дуговые разломы магматогенных куполов; 10 – крупные линейные разломы; 11 – разломы прочие; 12 – жерла вулканические; 13 – элементы залегания

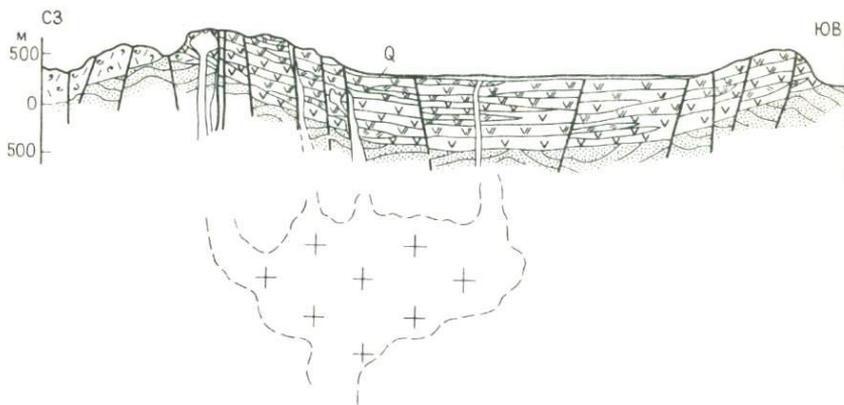


Рис. 58. Геологический разрез Элекайской кольцевой структуры. Предполагаемый магматический очаг показан по гравиметрическим данным

ЗОНЫ РИФТОГЕНЕЗА

Маастрихт-эоценовые, существенно базальтоидные образования от вулканитов Охотско-Чукотского пояса резко отличаются не только химизмом, но также обстановкой формирования и структурной позицией. Указанные базальтоиды сопровождали деструктивные процессы, которые на рубеже мела и палеогена охватили северную часть Корякско-Камчатской тектонической области и прилежащую часть Верхояно-Чукотской области, включая Охотско-Чукотский вулканогенный пояс.

Обе базальтовые формации маастрихт-эоценового возраста объединяет общность структурного положения: они несогласно перекрывают ранее сформированные структуры (в том числе и тектоно-магматогенные структуры Охотско-Чукотского вулканического пояса), размещаясь в грабнях или образуя субгоризонтальные лавовые плато вблизи круп-

ных разрывных нарушений, по которым осуществлялся подъем базальтовых расплавов. Хотя, как указывалось выше, зона сосредоточения ареалов базальтоидов в целом конформна ограничению Тихого океана, однако отдельные структурные элементы этой зоны — грабены и магмоподводящие разрывы — нередко располагаются по отношению к этому ограничению под большим или меньшим углом.

Важно подчеркнуть, что структуры маастрихт-эоценового возраста располагаются не только в пределах Охотско-Чукотского пояса, но охватывают гораздо большую территорию, в которую включена и северная часть Корьякско-Камчатской тектонической области. Маастрихт-эоценовый этап характеризуется заложением современных впадин и прогибов (Пенжинского, Анадырской, Бельского и др.).

Для маастрихт-эоценовых образований характерно сочетание ареалов субгоризонтально залегающих базальтоидов (слабо нарушенные разломными лавовые плато) с немногочисленными кольцевыми тектоно-магматогенными структурами диаметром, как правило, до 10–15 км. Среди последних присутствуют как положительные плутогенные структуры, связанные с внедрением интрузивных и субвулканических массивов, так и отрицательные структуры — кальдеры, развитие которых завершается формированием экструзивных тел.

В пределах Охотско-Чукотского пояса маастрихт-эоценовые субщелочные базальтоиды заполняют узкие (10–20 км, реже до 50 км) грабены. В центральной и северо-восточной его частях полоса грабенов прослеживается на расстояние свыше 500 км; они образуют практически единую северо-восточной ориентировки систему, осложняющую осевую часть данного пояса. Эти грабены заложены по обновившимся разломам северо-восточного, реже субширотного и субмеридионального простирания, которые были магмоподводящими и на этапе формирования названного пояса. Особенно активными на маастрихт-эоценовом этапе были обновившиеся Анадырский и Орловско-Каменский разломы.

Указанная выше северо-восточная система грабенов в осевой части Охотско-Чукотского пояса узкими поперечными горстами, заложившимися по поперечным разломам трансрегионального характера, разделена на отдельные отрезки, имеющие чаще всего грабен-синклинальную структуру. Таковы сменяющие друг друга по простиранию (с юго-запада на северо-восток) Пенжинская, Мургальская и Анадырская грабен-синклинали, обладающие блоковым строением. Ограниченные сбросами продольные блоки ступенчато погружаются к центру грабен-синклинали под углом 5–15°.

Возникшие в результате трещинных излияний лавовые плато сочетаются с кольцевыми тектоно-магматогенными структурами, возникшими в местах пересечения главных магмоподводящих северо-восточных разломов с разломами северо-западной ориентировки. На этих участках ширина полосы субщелочных базальтоидов резко возростала, "выплевывалась" за пределы грабена. Примером является четко выявляющаяся и при наземных работах, и на космических снимках Аунейская отрицательная кольцевая структура диаметром 25–30 км, размещающаяся на

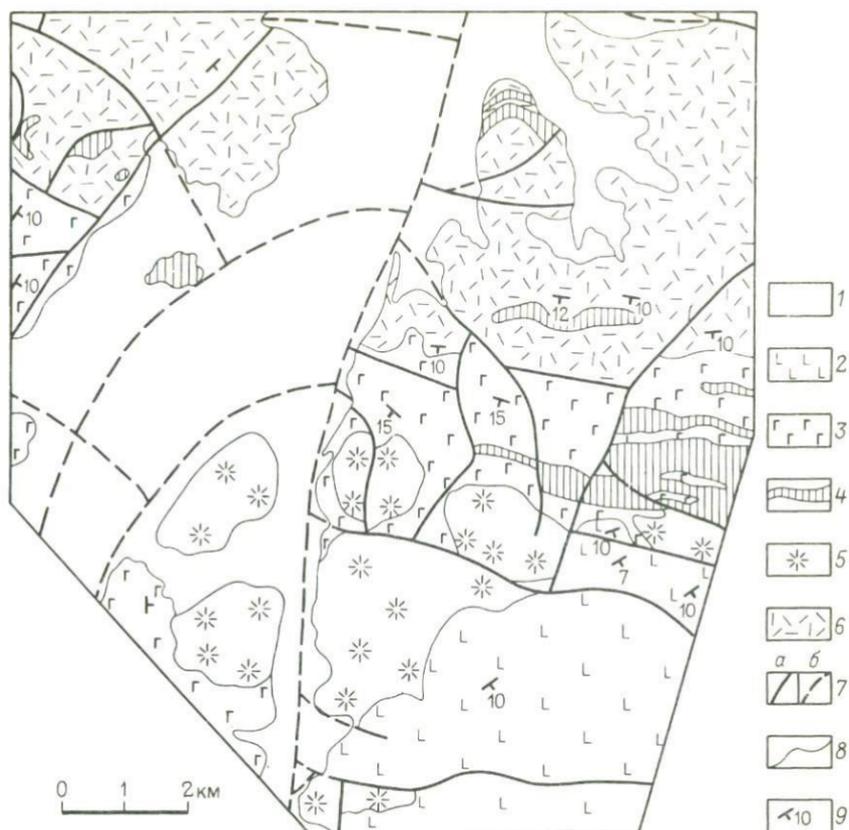


Рис. 59. Стрoение Аунейской кольцевой структуры.

1 – аллювиально-делювиальные четвертичные отложения; 2 – щелочнобазальтовая формация палеоцена – эоцена; 3 – базальтовая формация верхнего мела; 4 – субвулканические тела риолитов и дацитов бимодальной ассоциации мела – палеогена; 5 – экструзивные тела купола риолитов бимодальной ассоциации мела – палеогена; 6 – субщелочная дацитовая формация сеномана – сенона; 7 – разломы выявленные (а) и под чехлом четвертичных отложений (б); 8 – границы стратиграфического и интрузивного контакта; 9 – элементы залегания потоков

кольцевых структурах субщелочной риолитовой формации сеномана – сенона в междуречье Мургаля – Еропола. Это крупная кальдера с центрицинальным наклоном потоков базальтов, формирование которой завершилось становлением группы сближенных экструзивных куполов субщелочных риолитов (рис. 59). Аналогичным образом построена Трактовая кальдера, располагающаяся в правобережье Еропола, в зоне Анадырского разлома. На последних этапах накопления риолит-лейкобазальтовой формации внедрялись небольшие субвулканические тела, деформируя вмещающие породы с образованием магматических куполов.

Линейновытянутые ареалы маастрихт-эоценовых базальтоидов сопровождаются трещинными интрузивными телами. Скопление таких масси-

вов выявлено Ю.А. Бочкаревым и Э.Б. Невретдиновым в левобережье Анадыря, на территории Анадырского сектора Охотско-Чукотского пояса, где их размещение контролируется Анадырским разломом и его составляющими.

Вторая полоса маастрихт-эоценовых магматических образований шириной до 70 км протягивается на расстояние 270–290 км вдоль субмеридиональной Чинейвеем-Бельской системы разломов. При накоплении этих образований магмоподводящими являлись и некоторые обновившиеся дуговые разломы меловых кольцевых систем, в связи с чем ряд ореолов, входящих в эту меридиональную полосу, имеет дугообразную форму. Именно такое структурное положение имеет дугообразное Энмываамское поле риолит-лейкобазальтовой формации, которое приурочено к обновившимся разломам кольцевого грабена меловой Юрумкувеемской кольцевой системы.

Следует отметить появление в Охотско-Чукотском поясе ряда крупных ореолов маастрихт-эоценовых базальтоидов на участке пересечения двух указанных выше полос распространения этих образований северо-восточной и меридиональной ориентировки, причем на локализацию этих ореолов влияли и разломы северо-западного простирания, входящие в состав Раучуанско-Бельской трансрегиональной системы.

Гораздо интенсивнее процесс рифтогенеза в раннем кайнозое проявился юго-восточнее, где заложились обширные, ограниченные сбросами Пенжинская, Бельская и Анадырская впадины (прогибы). Возникли они, вероятно, в конце позднего мела, характеризуясь накоплением грабеновых фаций. В палеогене ограничивающие их разломы являлись магмоподводящими. Наиболее крупный Пенжинский прогиб на раннекайнозойском этапе имел протяженность не менее 350 км при ширине около 30–50 км и представлял собой ограниченный разломами грабен, вытянутый в северо-восточном направлении и наложенный на структуры Охотско-Чукотского пояса и Корьякско-Камчатской тектонической области. Формировавшиеся на рубеже мела – палеогена базальты вскрываются главным образом вдоль северо-западного борта Пенжинского прогиба, хотя отдельные ареалы располагаются и в осевой его части, например в Русских горах. Судя по магнитометрическим данным, указанные магматические породы покрывают большую часть Пенжинского прогиба, а в настоящее время погребены под рыхлыми кайнозойскими отложениями. В рассматриваемом прогибе положительные и отрицательные вулканогенные кольцевые структуры установлены в пределах Окланского и Русскогорского ареалов. Локализация этих структур осуществлялась узлом пересечения разломов различной ориентировки, в котором принимали участие и трансрегиональные разломы. В таких участках наблюдается и общее увеличение площади ареалов базальтоидов.

Северо-восточнее расположенная Бельская впадина имеет долготную ориентировку, что предопределено соответствующим простиранием двух ограничивающих ее систем разломов – Чинейвеем-Бельской на западе и Пекульнейской на востоке. Ширина впадины достигает 60 км, а протяженность около 200 км. Главными магмоподводящими разломами

здесь являлись разрывы, ограничивающие названную впадину, причем наиболее активны были восточные составляющие Чинейвеем-Бельской системы, вдоль которых размещаются самые обширные, как это следует из магнитометрических данных, ареалы; ныне эти ареалы погребены под четвертичными отложениями, а базальтоиды вскрываются из-под них лишь в немногочисленных эрозионных окнах.

Более сложное блоковое строение имеет Анадырская впадина, что подтверждается и геофизическими данными: для нее характерно торцовое сочленение положительных и отрицательных остаточных аномалий поля силы тяжести.

Ограничение и конфигурация Анадырской впадины обусловлены активизацией разломов северо-восточной и меридиональной ориентировки. Внутренняя часть впадины имеет сложное клавишно-блоковое строение, причем важную магмоподводящую роль в начале палеогена здесь выполняли субмеридиональные разломы. Имеющиеся геологические и геофизические данные, а также материалы бурения (устное сообщение Д.И. Агапитова) позволяют предполагать, что процессы грабенообразования в пределах Анадырской впадины сопровождались в палеогене формированием обширного и мощного плаща базальтов, причем последние изливались и на обрамлении рассматриваемой впадины.

Движения, связанные с формированием Анадырской впадины, проявились на северном ее обрамлении, в пределах Канчаланского сектора Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. На палеоцен-эоценовом этапе названный сектор Охотско-Чукотского пояса был рассечен большим количеством меридиональных разломов, группирующихся в ряд трансрегиональных систем. Эти системы являлись главными магмоподводящими при внедрении базальтовой магмы; однако магмоподводящую роль выполняли и обновившиеся дуговые разломы меловых кольцевых систем и мегасистем Охотско-Чукотского пояса вблизи пересечения этих дуговых разломов с главными долготными магмоподводящими разломами.

Одним из таких участков широкого проявления ареалов палеогеновой субщелочной базальтовой формации и сопровождающих ее субвулканических и интрузивных массивов является широкая (около 40 км) Тнэквеем-Чантальская меридиональная система сближенных разломов в междуречье Тнэквеем – Койвельвзгырваам (см. рис. 45). В наиболее западной части этой системы магмоподводящими были и обновленные периферические дуговые разломы меловой Танюрер-Канчаланской кольцевой мегасистемы, вдоль которых размещаются массивы габбро-монцитовой формации, а также палеогеновые субвулканические тела кислого и среднего – основного состава. При этом главный объем указанных палеогеновых магматических образований локализовался там, где указанные пересечения меридиональных и дуговых разломов дополняются северо-восточными разломами Канчаланской системы, а также разломами широтной ориентировки, что обеспечивало благоприятную обстановку для проникновения магм к земной поверхности. На западе Тнэквеем-Чантальской системы разломов магмоподводящими в палеогене являлись

и дуговые разломы меловой Тнэквеемской кольцевой системы, вдоль которых в палеогене сформировались небольшие положительные плутоногенные структуры, связанные с внедрением субвулканических и интрузивных массивов.

Вдоль восточных составляющих долготной Тнэквеем-Чанталской системы размещается ряд палеогеновых плутоногенных куполов размером до 10 км в диаметре, ядерные и периферические части которых сложены субвулканическими образованиями. В локализации этих палеогеновых кольцевых структур важная роль принадлежала узлам пересечения указанных выше долготных разломов с разломами иных направлений.

В крайней восточной части Канчаланского сектора размещение палеогеновых магматических образований обуславливалось активизировавшимися дуговыми периферическими разломами меловой Крестовской кольцевой мегасистемы. Наиболее многочисленны палеогеновые интрузивные тела на участках пересечения этих дуговых разломов с разломами Канчаланской системы.

Интенсивно проявились в палеогене долготные разломы на западном ограничении Канчаланского сектора. К ним относится прежде всего Пекульнейская система разломов, вдоль которой размещаются многочисленные линейные ареалы палеогеновых базальтоидов. Важное магмоподводящее значение имела и Танюрерская система разломов. В местах пересечения с ней магмоподводящими становились и обрамляющие разломы Танюрер-Канчаланской кольцевой мегасистемы, в связи с чем ареалы базальтов имеют здесь как линейную, так и дуговую форму. Размещение палеогеновых базальтов вдоль дуговых разломов названной мегасистемы обусловило концентрически-зональный характер магнитного поля в ее пределах.

Меридиональные разломы Пекульнейской системы на западе и Танюрерской на востоке обособили наложенный на западную часть Канчаланского сектора меридиональный грабен, в котором четвертичные рыхлые отложения, судя по магнитометрическим данным, подстилаются базальтами.

Как уже указывалось выше, обновлялись на палеогеновом этапе и составляющие Канчаланской системы разломы. Особенно активизировались они в палеогене в северной части Канчаланского сектора, где по ним был заложен грабен северо-восточной ориентировки с соответствующим простираением ареалов базальтов.

Из сказанного следует, что наиболее обширные грабеновые структуры при формировании маастрихт-эоценовых базальтоидов возникли в северной части Корякско-Камчатской тектонической области, где была заложена Пенжинско-Бельско-Анадырская грабеновая система, которая, судя по магнитометрическим данным, имеет продолжение как в Охотском море, так и в Анадырском заливе.

Однако структуры, связанные с формированием рассматриваемых базальтоидов, возникали и южнее, в более внутренних частях Корякско-Камчатской тектонической области, где ареалы этих базальтоидов также приурочены к обновившимся разломам. Вдоль крупных разломов северо-

западного и северо-восточного простирания протягиваются соответственно Каканавутский и Велькельвеевский ареалы, располагающиеся вблизи побережья Берингова моря.

Как отмечалось выше, маастрихт-эоценовые базальтоиды Корякии в конце палеогена – начале неогена частично были вовлечены в надвигообразование (с весьма незначительными амплитудами горизонтальных перемещений), в связи с чем они местами были нарушены складчато-надвиговыми дислокациями. Так, например, в хр. Рарыткин эти базальтоиды участвуют в строении сложных чешуйчато-надвиговых структур. Это последующее осложнение первичного залегания базальтовых потоков связано с тем, что территория Корякии не только в мезозое, но и кайнозое испытала неоднократное сжатие и покровообразование.

Глава VI

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОЯСОВ

К настоящему времени опубликованы многочисленные палеогеодинамические реконструкции как для всего земного шара, так и для отдельных его регионов, наиболее обоснованные из которых опираются на палеомагнитные данные. Недостаточная полнота последних резко увеличивает количество вариантов таких построений.

Это подтверждает пример северо-западной части зоны перехода континент – Тихий океан, для которой палеомагнитные данные пока практически отсутствуют. Неоднозначность этих построений обусловлена, кроме того, явно малым количеством биостратиграфических материалов по этому региону, особенно касающихся областей наземного вулканизма, что ограничивает возможность достоверного возрастного расчленения и корреляции отдельных стратиграфических разрезов. Кроме того, здесь малочисленны и обрывочны сведения по строению прилежащих к континенту морских котловин типа Охотской, Командорской, Алеутской и др.

Указанные нерешенные проблемы приводят к многовариантности палинспастических реконструкций. Однако анализ латерального размещения фаций для отдельных возрастных интервалов позволяет выявить их причинные связи и реконструировать общие тектонические и геодинамические условия формирования позднемезозойских – раннекайнозойских вулканогенных образований, принадлежащих различным магматическим сериям. С этой целью нами выбран регион, где перечисленные задачи могут быть решены с наибольшей достоверностью. Это зона перехода континент – Тихий океан, где прослеживается непрерывный латеральный ряд структур – от дорифейского континента до современного ложа Тихого океана.

На основании материалов по магматизму и тектонике, изложенных в предыдущих главах, нами составлена схема корреляции (рис. 60)

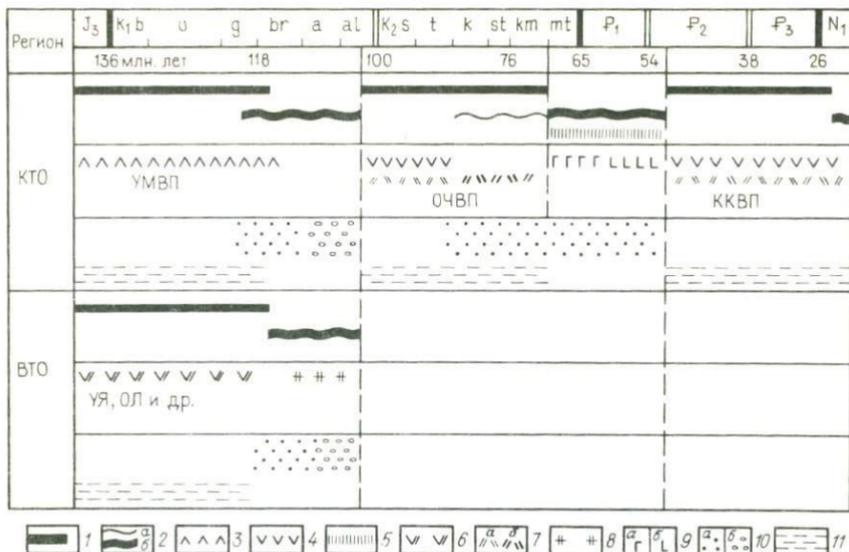


Рис. 60. Схема корреляции геодинамических и магматических процессов позднего мезозоя – раннего кайнозоя в зоне перехода континент – Тихий океан (северо-западная часть).

Геодинамические обстановки: 1–2 – конвергентные границы литосферных плит [1 – субдукция, 2 – коллизия, обдукция (а – слабая и умеренная, б – интенсивная)]; 3 – континентальный рифтогенез. Магматические образования: 4 – островодужные толеиты; 5 – вулканогенные образования известково-щелочной серии; 6 – островодужные толеитовые и известково-щелочные вулканы нерасчлененные; 7 – риолиты анатектические (а – умеренных объемов, б – больших объемов); 8 – гранитоиды анатектические коллизионного типа; 9 – вулканогенные образования континентальных рифтов (а – толеиты, б – субщелочные базальтоиды). 10–11 – терригенные образования, сопровождающие различные геодинамические обстановки: 10 – орогенные впадины в коллизионных обстановках (а – морская моласса с преобладанием песчаников и гравелитов, б – континентальная моласса с преобладанием конгломератов и гравелитов); 11 – преддуговые прогибы над зоной субдукции: флиш, олистостромовые образования. Буквенные обозначения. ВТО – Верхояно-Чукотская тектоническая область позднемезозойской межконтинентальной коллизионной складчатости; КТО – Корьяско-Камчатская тектоническая область периокеанической складчатости и покровообразования; вулканогенные пояса: УЯ – Уяндино-Ясачинский, ОЛ – Олюйский, УМВП – Удско-Мургаляский, ОЧВП – Охотско-Чукотский, ККВП – Камчатско-Корякский

процессов возникновения и отмирания вулканогенных поясов (и внутриплитного магматизма) с выделением определенных этапов геодинамических перестроек, отражающих изменение характера и направления тектонических движений в зоне перехода континент – океан (рис. 61). При этом довольно определенно установлено местонахождение в отдельные временные интервалы окраино-континентальных поясов, тогда как положение вулканогенных поясов, развивавшихся в пределах Тихого океана, дано ориентировочно.

Позднеюрский – раннебарремский этап в рассматриваемом регионе в целом характеризовался обстановкой сжатия, возрастающего во времени. При этом проявились тектонические движения двух направлений, что обусловило формирование различного структурного плана в Корякско-Камчатской и Верхояно-Чукотской тектонических областях (ориентировка в дальнейшем дана условно, относительно современной системы геофизических координат). В первой из них осуществлялось взаимодействие океанических плит Палео-Тихого океана с обрамляющими, в значительной мере континентальными плитами, во второй – происходило сближение отдельных плит и микроплит, составляющих северное обрамление Палео-Тихого океана.

Верхояно-Чукотская тектоническая область в позднеюрское время представляла собой мозаику разделенных океаническими пространствами континентов и микроконтинентов, характеризовавшихся в ряде случаев развитием активных окраин. Процессы в пределах этой области определялись взаимодействием Евразийской, Омолонской и Северо-Американской (точнее, ее Чукотско-Аляскинского блока) континентальных плит, сближавшихся вследствие раскрытия Атлантики, Арктического бассейна, а также Канадской котловины. Не исключено, что спрединговая система возникла не только в пределах Северо-Американского континента, но развивалась и в Южно-Аннуйском бассейне [23]. В поздней юре этот бассейн имел продолжение в Алазейско-Олойскую и Индигирскую зоны, которые в совокупности отделяли Чукотско-Аляскинский блок от Сибирского и Омолонского континентов. Ныне распространено мнение [6, 38] (основывающееся на единичных палеомагнитных данных), что Омолонский континентальный блок лишь в меловое время воссоединился с Сибирским континентом. Однако из анализа фаций триасовых отложений в пределах двух этих континентов (см. главу II) следует, что частичное причленение Омолонского блока к восточной окраине Сибирского континента произошло уже к началу мезозоя; в поздней юре на этой окраине, обладавшей сложной конфигурацией, заложилась система вулканогенных поясов (рис. 62).

Возникновению позднеюрской системы вулканогенных поясов предшествовала тектоническая аккреция, обусловившая формирование сложного их фундамента, в котором тектонически совмещены блоки дорифейской континентальной коры, палеозойские офиолиты, раннемезозойские островодужные образования. Одним из сегментов этой позднеюрской системы, возникшим близ Сибирского континента, был Уяндино-Ясачнинский вулканогенный пояс. Тектоническое ссучивание в его фундаменте завершилось в батском – келловейском веках возникновением впадин, заполнявшихся грубообломочной молассой. Формировавшие этот пояс известково-щелочные расплавы были связаны с сейсмофокальной зоной, наклоненной на запад под Сибирский континент, что обусловило соответствующую химическую полярность Уяндино-Ясачнинского пояса, установленную А.П. Ставским. Ранее (в волжском веке) завершение формирования Уяндино-Ясачнинского пояса было вызвано, по-видимому, дальнейшим приближением северной части Омолонского блока (следст-

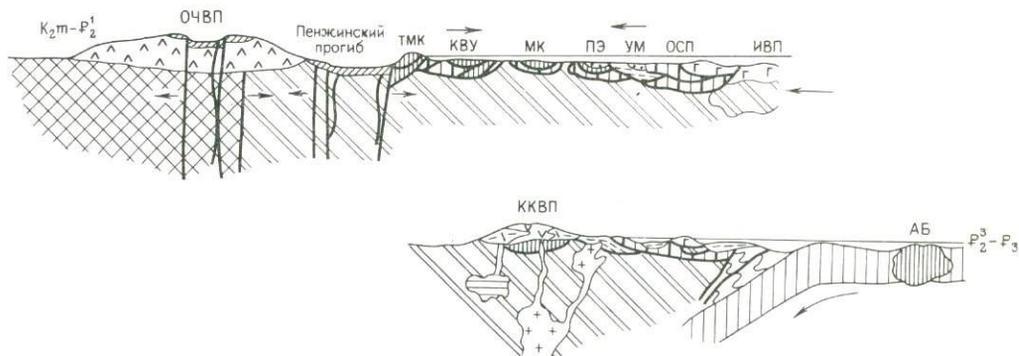
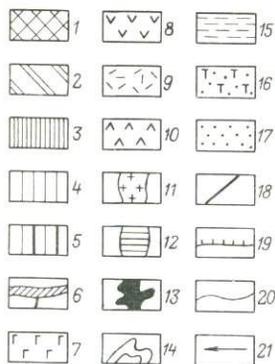
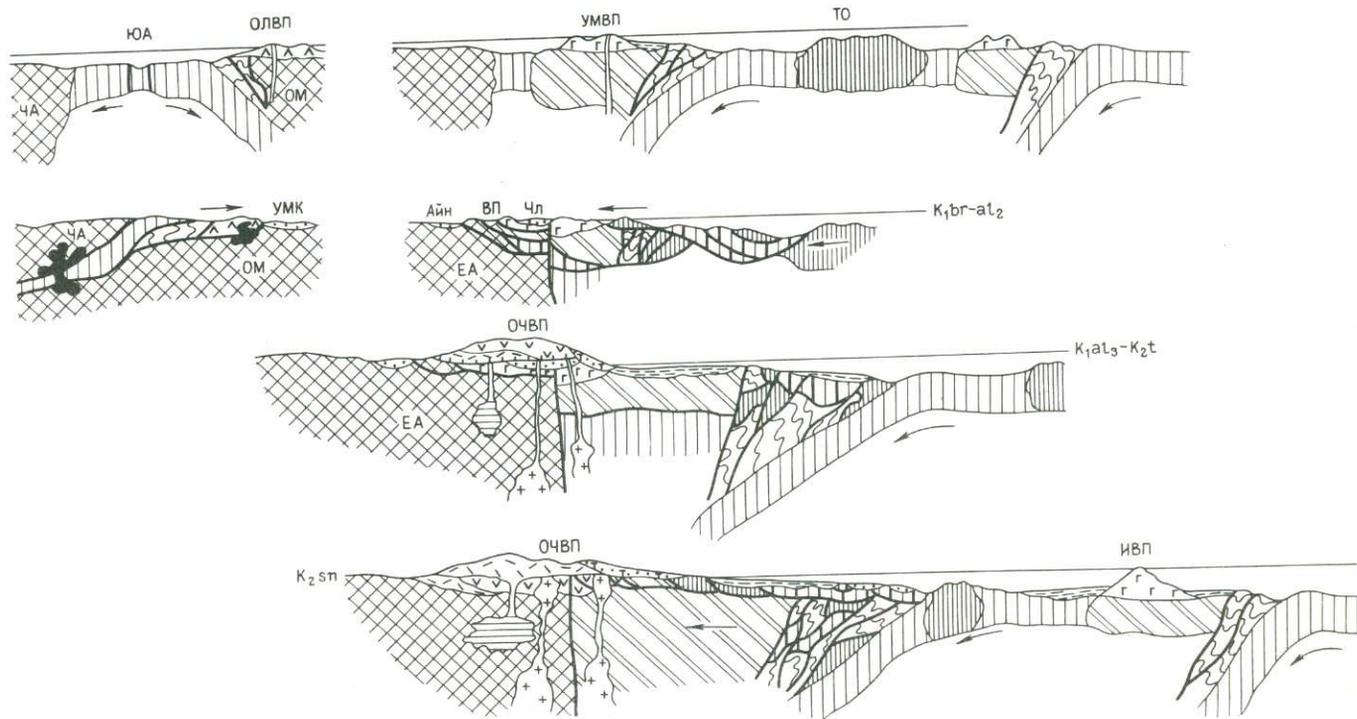


Рис. 61. Этапы развития периокеанических позднемезозойских раннекайнозойских вулканогенных поясов и зон рифтогенеза (схематические палинспастические разрезы Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской тектонических областей для позднего мезозоя – кайнозоя).

Типы земной коры: 1 – континентальная, 2 – переходная, 3 – континентальная и переходная нерасчлененные в террейнах (фрагменты островных дуг, континентов), 4 – океаническая, 5 – океаническая в аллохтонном залегании; 6 – базальтоиды щелочнобазальтовой и толеитовой серий нерасчлененные и их подводные каналы; образования вулканогенных поясов: 7 – островодужные толеиты и вулканогенные образования известково-щелочной серии нерасчлененные, 8 – вулканогенные образования известково-щелочной серии, 9 – вулканогенные образования анатектической риолитовой серии, 10 – породы вулканогенных поясов нерасчлененные; 11 – промежуточные очаги известково-щелочного расплава; 12 – очаги анатектических риолитовых расплаво; 13 – гранитоиды анатектические; 14 – преддуговые аккреционные линзы; образования преддуговых и тыловых прогибов: 15 – флишевые и флишево-олигостромовые, 16 – туфогенно-терригенные (местами с элементами ритмичности); 17 – молассовые и олигостромовые образования; 18 – надвиги и прочие разломы; 19 – нижняя граница образований Охотско-Чукотского вулканогенного пояса; 20 – геологические границы прочие; 21 – направление движения (величина стрелки указывает на относительную интенсивность). Буквенные обозначения: блоки континентальной коры; ЧА – Чукотско-Аляскинский, ОМ – Омолонский; ЕА – Евразийская континентальная плита; ЮА – океанические плиты Южно-Ануйского бассейна; ТО – плиты Тихого океана; вулканогенные пояса: ОЛВП – Олойский, УМВП – Удско-Мургаляский, ОЧВП – Охотско-Чукотский, ИВП – Ирунейский, ККВП – Камчатско-Корякский, АБ – островные дуги Ачайваямская, Бауэрс, Шириша в террейнах; орогенные впадины: УМК – Умкувеевская, Айн – Айнахургенская, ВП – Верхне-Пенжинская, Чл – Чалбугчанская; тектонические покровы и системы покровов: ТМК – Таловско-Майнско-Кутийский, КВУ – Куьюльско-Ваежско-Усть-Бельский, МК – Майницко-Койвэрэланский, ПЭ – Пикасваямско-Эконайский, УУ – Унневаямско-Укзаятский, ЛВ – Лесновско-Ватынский

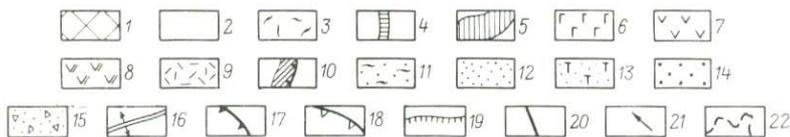
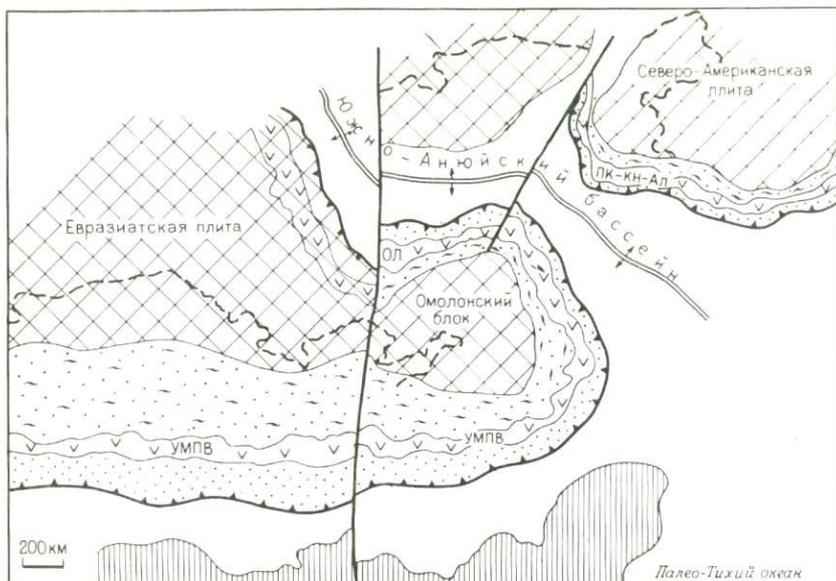


Рис. 62. Схема размещения фаций и основных структур в поздней юре – гомериве в зоне перехода континент – Тихий океан.

1 – кора континентальная; 2 – кора океаническая; 3 – аллохтоны палеозойской и позднемезозойской океанической коры с террейнами палеозойских и мезозойских микроконтинентов и островных дуг; 4 – структуры офиолитовые с фрагментами островодужных образований; 5 – террейны различной природы (фрагменты островных дуг, микроконтинентов и др.). Вулканогенные пояса с преобладанием пород магматических серий; 6 – толеитовой островодужной, 7 – известково-щелочной и толеитовой островодужной, 8 – известково-щелочной, 9 – риолитовой, 10 – фронтальные невулканические дуги; 11 – кремнисто-терригенные, терригенные и туфогенно-терригенные (флишевые) отложения тыловых бассейнов; 12 – туфогенно-терригенные и терригенные флишевые отложения преддуговых прогибов; 13 – терригенно-туфогенные отложения аккреционных линз; 14 – молассовые и олистостромовые образования; 15 – олистостромовые образования; 16 – зоны спрединг; 17 – зоны поддвига (субдукции); 18 – фронт обдукции офиолитовых комплексов совместно с островодужными образованиями; 19 – фронтальные части прочих тектонических покровов и чешуйчато-надвиговых структур; 20 – трансформные разломы; 21 – направление горизонтальных перемещений; 22 – современные контуры востока Азии.

Вулканогенные пояса: УЯ – Уяндино-Ясачинский, ОЛ – Олойский, УМВП – Удско-Мургальский, ПК-КН-Ал – Пекульнейско-Кэнк’эренско-Аляскинский, ОЧВП – Охотско-Чукотский, ИВП – Ирунейский. Блоки континентальной коры: ЧА – Чукотско-Аляскинский, ОМ – Омолонский

вие его поворота против часовой стрелки) к восточной границе Сибирского континента, что явилось одной из начальных фаз колымской орогении. Возникшая обстановка сжатия (вначале умеренного) обусловила появление в Уяндино-Ясачинском поясе коровых риолитовых выплавок, а затем привела к прекращению его формирования.

Заложившиеся на конвергентной границе океанической плиты Южно-Анхойского бассейна и Омолонского микроконтинента позднеюрские вулканогенные пояса продолжали развиваться и в неокоме. Учитывая данные Б.А. Натальина [13] о большой неоднородности состава волжско-неокомовых образований, можно предположить сложное, по крайней мере двухэтапное формирование активной окраины на северо-востоке Омолонского блока. В волжском веке здесь, по-видимому, шло развитие островных дуг типа Уяндино-Ясачинской, которые в конце поздней юры в результате начальных фаз колымских движений причленились к Омолонскому микроконтиненту. Продолжавшаяся субдукция океанической плиты под этот микроконтинент вызвала заложение в неокоме Олойского вулканогенного пояса.

Данные, приведенные в главе II, свидетельствуют о том, что Чукотско-Аляскинский архейский континентальный блок в позднеюрское – валанжинское время не представлял собой единого целого, а распадался на ряд фрагментов, разделенных океаническими бассейнами, один из которых был представлен Пекульнейско-Заливкрестовско-Колючинской зоной, разделенной затем на отдельные сегменты по трансформным разломам (в том числе и по Амгуэмскому широтному разлому).

Окраины Чукотско-Аляскинского блока в целом и отдельных его фрагментов в большинстве своем развивались в пассивном режиме. Хотя местами здесь и присутствуют признаки активных окраин, например, по западному ограничению Чукотско-Аляскинского блока, где развит позднеюрский Нутесынский вулканогенный пояс, а также вдоль Пекульнейской офиолитовой сутуры, где известны андезиты и дациты валанжина и готерива.

Структурообразование в Корякско-Камчатской тектонической области в поздней юре – готериве определялось сближением океанических плит Палео-Тихого океана с Евразийской и Северо-Американской плитами, причем конвергентная их граница маркировалась системой островных дуг, протягивающихся по периферии этого океана. В последнем в это время существовала сложная система спрединговых хребтов [50], один из которых имел, вероятно, продолжение в Арктическом бассейне, через Южно-Анхойский и (или) Канадский бассейны.

На периферии Палео-Тихого океана на океанической коре развивался Удско-Мургалский пояс. Восточнее он, по-видимому, соединялся с Олейской системой островных дуг (см. рис. 62), составляя в совокупности протяженную систему поясов, пересекавшую окраинные части океана и континента. Удско-Мургалский островодужный вулканический пояс, будучи расчленен поперечными трансформными разломами, несколько различно (и неодновременно) развивался в разных своих сегментах. Так, в Мургалском сегменте этого пояса, в отличие от Тайгоносского,

магматизм в позднеюрское время почти не проявился, уступив место морскому терригенному осадконакоплению, тогда как в готериве и начале баррема вулканизм был весьма интенсивным, в результате чего здесь возникла мощная, сравнительно низкокальциевая андезит-базальтовая формация.

В тылу Удско-Мургалевского вулканогенного пояса развивались окраинные бассейны, в целом составлявшие цепочку северо-восточной ориентировки, которые заполнялись вулканогенно-терригенными, а также терригенными флишоидного строения отложениями. Рассматриваемый вулканогенный пояс генетически был связан с накопленной под континент сейсмофокальной зоной, выход которой располагался перед фронтом Таловско-Майнско-Кутинской чешуйчато-надвиговой зоны и в настоящее время перекрыт офиолитовыми аллохтонами. Реконструкция выхода этой сейсмофокальной зоны, а также глубины магмогенерирующей области в ее тылу (см. главу IV) позволяет приблизительно оценить крутизну наклона этой зоны, составляющую около 50° .

Субдукция океанической плиты сопровождалась интенсивным надвигообразованием перед фронтом Удско-Мургалевского пояса, что выразилось в оформлении на площади Таловско-Майнско-Кутинской системы вергентных в сторону океана надвигов, составлявших фронтальную невулканическую дугу.

Островные дуги на периферии Палео-Тихого океана формировались, вероятно, и вблизи Чукотско-Аляскинского континентального блока. Их фрагментом, возможно, является Кэнкэрэнская островная дуга. Реконструкция первоначального ее размещения весьма затруднительна, поскольку ныне ее образования находятся в аллохтонном залегании. Однако можно предположить, что эта дуга, подобно Удско-Мургалеской, занимала периокеаническое положение, маркируя границу сближения двух океанических плит вблизи Северо-Американского континента. Эта островная дуга имела продолжение и далее на восток, в пределы южной Аляски, где также реконструируется позднеюрский островодужный вулканогенный пояс [45].

Двигавшиеся в сторону Удско-Мургалеской и Кэнкэрэнской островных дуг океанической плиты не были однородными. Они включали поднятия, с утолщенной корой (см. рис. 61), в том числе и микроконтиненты, столкновение с которыми в раннемеловое время привело к завершению формирования этих островных дуг.

Учитывая широкое развитие в пределах многих аллохтонных пластин Корякии пирокластических и терригенно-туфогенных образований позднеюрского-раннемелового возраста (пекульнейвеемская свита, чирынайская серия), можно предположить, что и в более внутренних частях Палео-Тихого океана на рассматриваемом этапе развивались системы островных дуг, постепенно приближавшиеся с Сибирскому и Северо-Американскому континентам.

Позднебарремский – среднеальбский этап. Завершение развития позднеюрских – неокомовых систем вулканогенных поясов, развивавшихся как по периферии Палео-Тихого океана, так и по окраинам океани-

ческого бассейна, включавшего Индигирскую, Алазейско-Олойскую и Южно-Ануйскую зоны, коррелируется с возникновением обстановки интенсивного сжатия в рассматриваемом сегменте Земли. Следует подчеркнуть, что режим сжатия на этом этапе (до среднего альба включительно) охватил не только Верхояно-Чукотскую тектоническую область, где осуществлялись коллизия сиалических блоков и закрытие океанических пространств, но весьма интенсивно проявился и по териферии Палео-Тихого океана, из чего вытекает глобальное значение колымско-невадийской орогении. Обстановка интенсивного сжатия, приведшая к коллизии, развивалась на фоне значительного спрединга в Атлантическом, Арктическом, Канадском бассейнах и в Тихом океане.

Для позднебарремско-раннеальбского этапа коллизии рассматриваемого региона характерно практически полное отсутствие вулканических проявлений: указанный режим прервал развитие островодужных и окраинно-континентальных вулканогенных поясов. Однако эта обстановка не являлась полностью амагматичной, для нее характерно возникновение анатектических гранитоидов, причем коровые выплавки формировались во фронтальных частях сталкивающихся блоков древней континентальной коры.

В позднебарремский – среднеальбский этап в результате коллизии Сибирского, Омолонского и Чукотского и Чукотско-Аляскинского континентов произошло формирование складчато-надвиговых дислокаций Верхояно-Чукотской тектонической области [6]; судя по западной вергентности этих дислокаций (см. рис. 1), движения были направлены с востока на запад. На этом этапе колымско-невадийской орогении возникли Южно-Ануйский и Пекульнейский тектонические покровы офиолитов (рис. 63); в надвигообразование были вовлечены вулканиты Уяндино-Ясачнинского пояса, а также юрско-неокомовых поясов Олойской зоны. Были сорваны со своего основания и частично перемещены рифейско-раннемезозойские шельфовые образования дорифейских континентальных блоков, приобретшие складчато-надвиговое строение. Перед фронтом (а иногда и в тылу) тектонических покровов возникли впадины, заполнявшиеся молассово-олистостромовыми образованиями, причем появление в верхней (апт-среднеальбской) части их разреза более грубо-обломочных пород и смена морских отложений континентальными свидетельствуют о нарастании интенсивности коллизии к концу рассматриваемого этапа.

Во время позднебарремско-среднеальбской коллизии синхронно формированию складчато-надвиговых дислокаций в Верхояно-Чукотской тектонической области интенсивно протекал процесс гранитизации, приуроченный к фронтальным частям входящих в столкновение сиалических блоков, где возникли пояса анатектических конкордантных гранитоидных массивов, широко распространенных в Яно-Колымской и Чукотской зонах, а также по периферии Омолонского блока (гранитоиды Колымского пояса, Амгуэмо-Пегтымельской серии и другие). Эти ранне-меловые массивы диорит-гранодиоритовой оловоносной формации сопровождались образованием широких ореолов контактового метаморфизма, в том числе гнейсов и мигматитов.

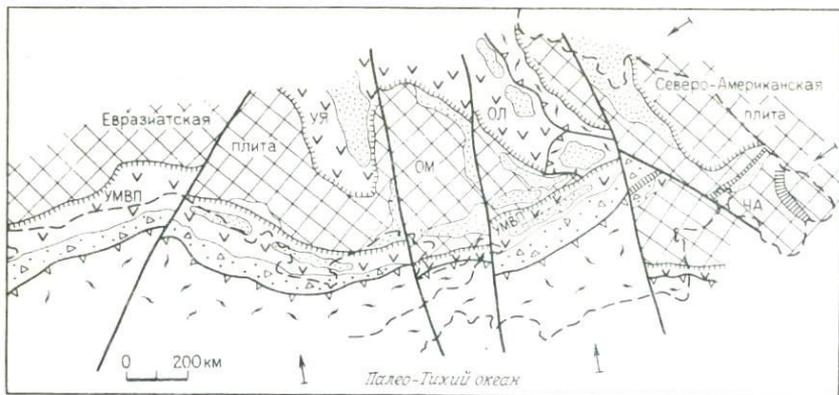


Рис. 63. Схема размещения фаций и основных структур в барреме – среднем альбе в зоне перехода континент – Тихий океан.
Условные обозначения см. рис. 62

Условия тектонического скупивания возникли в раннемеловое время и по периферии Палео-Тихого океана, в пределах Корякско-Камчатской тектонической области. Судя по возрасту олистостромовых образований, коллизионная обстановка здесь проявилась уже в готеривском веке, постепенно распространяясь во времени в направлении от океана к континенту. Возникает вопрос о причинах периокеанической коллизии. Судя по составу располагающихся ныне в Корякской зоне аллохтонных пластин, приближающаяся к зоне субдукции океаническая кора была неоднородной по возрасту – палеозойской и мезозойской. Она включала обширное поднятие (или мозаику поднятий) с утолщенной корой, содержащее разнофациальные (шельфовые, островодужные и др.) и разновозрастные (палеозойские, раннемезозойские) образования. При столкновении этих поднятий (террейнов) с Удско-Мургальской островной дугой (равно как и с Кэнкэрэнской) отдельные пластины этих поднятий были шарьированы со стороны океана на приостровный склон, блокировав сейсмофокальную зону. Именно такую природу, вероятно, имеют разнофациальные палеозойские и раннемезозойские образования, которые в виде ограниченных по размерам пластин включены ныне в Таловско-Майнско-Кутинскую надвиговую систему.

Вместе с этими террейнами в обдукцию были вовлечены пластины океанической коры и фрагменты позднерюрских – раннемеловых островных дуг. При этом, если положение Койвэрэланско-Майнцкого покрова в значительной мере было скорректировано движениями конца позднего мела, то Ваежский и особенно Тайгоносско-Куьюльский аллохтоны в близком к современному виде оформились в позднеготеривское – аптское время, когда они были шарьированы на преддуговой прогиб Удско-Мургальской дуги, причем фронтальная невулканическая гряда послужила естественной преградой для их более северного продвижения.

Оформление офиолитовых покровов сопровождалось накоплением мощных офиолитокластовых олистостром, широко распространенных на территории Корякско-Камчатской тектонической области, к югу от Таловско-Майнско-Кутинской гряды. Однако состав олистостромовых образований весьма разнообразен. В частности, А.Д. Чеховым и Ю.М. Бычковым в олистолитах и олистошлаках готерив-барремских олистостромовых образований, кроме разнообразных по составу палеозойских пород, были обнаружены известняки и терригенные породы триаса с фауной Тетического бассейна, что дает возможность хотя бы ориентировочно представить величину дрейфа этих поднятий. Часть последних была представлена, вероятно, блоками древней континентальной коры, которые после коллизии причленились к позднеюрским — неокомовым островодужным структурам. Такую природу имеет, возможно, блок южной части п-ова Тайгонос, размещающийся непосредственно южнее Тайгоносского сегмента Удско-Мургалского вулканогенного пояса.

Баррем-альбская коллизия на периферии Палео-Тихого океана, начавшись со столкновения предполагаемого поднятия с островными дугами, в дальнейшем развивалась в северном направлении, что привело к столкновению этих островных дуг с континентом. При этом Удско-Мургалская дуга приблизилась к Сибирско-Омолонскому континенту, а отдельные пластины островодужных вулканогенных ее пород были шарьированы на континент (например, на территории бассейнов рек Май, Юдомы, Ульи) с оформлением Юдома-Алучинской системы надвигов. Частично были сорваны и перемещены образования окраины этого мезозойского континента. Произшедшие в результате коллизии надвигообразования и коробление окраины континента сопровождалось возникновением на ней межгорных впадин, цепочка которых маркировала фронт столкновения и надвигов. Накоплавшаяся в этих впадинах (Чалбугчанской, Верхне-Пенжинской, Айнахкуранской и др.) моласса характеризуется возрастанием в верхней части разреза величины обломочного материала, а также сменой в этом же направлении морских отложений континентальными, что фиксирует максимум коллизии в апт-среднеальбское время.

Аналогичное столкновение с Чукотско-Аляскинским континентом испытала и Кэнкэрэнская островная дуга. Присутствие в современном ее положении пластин гранитоидов [17], по текстурным особенностям близких к анатектическим интрузиям Яно-Колымской и Чукотской зон, позволяет предположить, что коллизия этой дуги с континентом сопровождалась небольшими по масштабам коровыми выплавками. Вероятно, такую же природу имеют Северо-Тайгоносский и Южно-Тайгоносский интрузивные массивы, возникшие в континентальных блоках на границе с Удско-Мургалской островной дугой.

Аналогичная обстановка столкновения внутриокеанических поднятий с островными дугами, завершившаяся столкновением этих дуг с Северо-Американским континентом, реконструируется в раннем мелу и на территории Южной Аляски [45].

Позднеальбский-сенонский этап. В позднем альбе в Корякско-Камчатской тектонической области прекращается процесс коллизии,

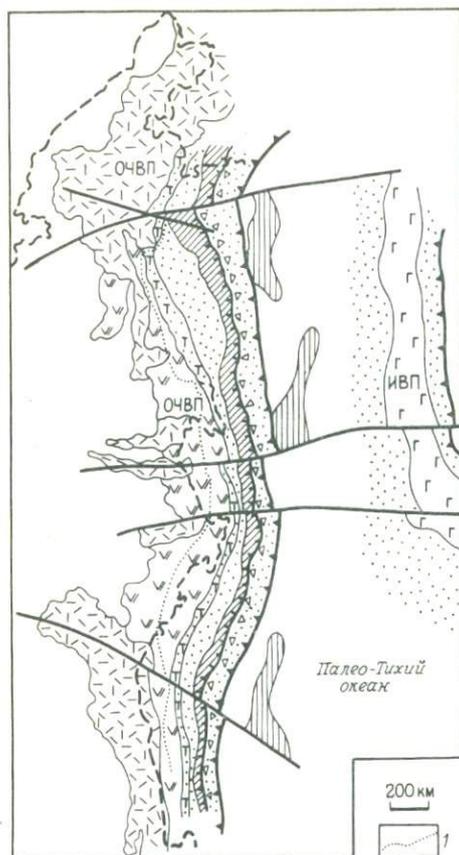


Рис. 64. Схема размещения фаций и основных структур в позднем альбе – сеноне в зоне перехода континент – Тихий океан.

I – предполагаемая восточная граница мезозойского континента. Остальные условные обозначения см. рис. 62

сменяясь субдукцией океанической плиты Тихого океана под Евразийскую с заложением по юго-восточной периферии последней Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (рис. 64).

Реконструируется двух-этапность в развитии Охотско-Чукотского пояса; это было вызвано некоторым изменением геодинамического режима в начале сенона и выразилось в смене характера вулканогенных образований: от преимущественно известково-щелочных в позднеальбское–туронское время к анатектическим риолитовым в сеноне.

Интенсивное проявление известково-щелочного магматизма в пределах этого пояса коррелируется с резким ускорением темпа спрединга в Тихом океане в интервале 110–85 млн. лет [56]. Поддвиг океанической плиты сопровождался, по-видимому, интенсивным встречным надвиганием Евразийской плиты, поскольку и в Атлантическом океане указанный временной интервал характеризовался увеличением скорости разрастания океанического дна. Развивавшийся с позднего альба Охотско-Чукотский пояс генетически был связан с сейсмофокальной зоной, заложившейся на границе двух литосферных плит и наклоненной под мезозойский континент.

Следует подчеркнуть принципиальное отличие геодинамической обстановки формирования Охотско-Чукотского пояса от предшествующей коллизионной позднебаррем-среднеальбской (см. рис. 61), в связи с чем нет оснований полагать наличие преемственной связи этого пояса с вулканогенными поясами более ранних этапов развития рассматриваемого региона. Напротив, Охотско-Чукотский пояс резко несогласно перекрыл ранее сформированные структуры, в том числе складчато-надви-

говые дислокации Удско-Мургальского пояса. Площадь развития вулканитов Охотско-Чукотского пояса, предопределенная наклоном и конфигурацией сейсмофокальной зоны, охватила как структуры Верхояно-Чукотской тектонической области, так и северную окраину Корякско-Камчатской.

Реконструкция места выхода сейсмофокальной зоны в северо-западной части Тихоокеанского кольца вызывает определенные трудности из-за последующего тектонического сжатия. Нижне-верхнемеловые вулканогенно-кремнистые отложения океанического типа известны лишь в Олюторской зоне [17], где ныне они находятся в аллохтонном залегании. Исходя из анализа размещения фаций, можно заключить, что глубоководный желоб располагался не севернее, чем современная береговая линия Берингова моря (см. рис. 64). Из этого предположения, а также из реконструкции глубины магмогенерирующей области (см. главу IV) следует, что угол наклона сейсмофокальной зоны не превышал 30° . Этот вывод согласуется с данными, полученными В.М. Моралевым и Г.Ф. Григораш.

На широком предплюсном склоне желоба сформировалась мощная аккреционная линза, представленная туфогенно-терригенными, нередко флишоидными отложениями, причем наибольшее количество материала поступало со стороны континента и Охотско-Чукотского пояса. Значительный объем в аккреционной линзе принадлежит олистостромовым образованиям [1, 17]. Из публикаций А.А. Александрова, В.П. Зинкевича, С.В. Руженцева, С.М. Тильмана, А.Д. Чехова и других следует, что синхронные Охотско-Чукотскому поясу олистостромы формировались практически на всем промежутке от вулканического фронта до глубоководного желоба, что было связано с возникновением здесь вергентных в сторону океана чешуйчато-надвиговых структур, которые вообще характерны для аккреционной линзы, развивающейся в обстановке надвига-поддвига двух литосферных плит [25]. Эти чешуйчато-надвиговые структуры (охватившие Таловско-Майнско-Кутинскую систему на севере и Рарыткинскую на юге) формировали сложный террасированный профиль предплюсного склона желоба. Пассивно в невулканическую дугу вошли пластины офиолитов и островодужных образований, шарьированные сюда от океана при позднебарремской – среднеальбской субдукции.

К западу от невулканической дуги, во внутридуговой прогибе, накапливалась морская регрессивная серия терригенных осадков с элементами ритмичности. По направлению к Охотско-Чукотскому поясу они замещались континентальными грубообломочными отложениями с примесью пирокластического материала, поступавшими с континента.

В тылу сейсмофокальной зоны на разнотипном фундаменте формировался Охотско-Чукотский вулканогенный пояс. Мозаичность фундамента (наличие блоков переходной, а также разновозрастной континентальной коры) и наклонное положение сейсмофокальной зоны обусловили изменение химизма позднеальбско-туронских известково-щелочных вулканитов как вкрест, так и вдоль простираения пояса (см. главы III, IV). Однако даже во фронтальной части пояса, развивавшейся на коре переход-

ного типа, эти вулканиты характеризовались повышенными содержаниями калия и литофильных элементов по сравнению с островодужными юрско-неокомовыми Удско-Мургальского пояса, формировавшегося на океанической коре.

Глубинные части Охотско-Чукотского пояса в позднем альбе – туроне находились в условиях умеренного сжатия, в связи с чем поднимающаяся известково-щелочная магма формировала в коре промежуточные очаги, где расплав подвергался значительной дифференциации. Термальное и флюидное воздействие мантийных расплавов на сиалический субстрат в обстановке умеренного сжатия вызвало в позднем альбе пока еще незначительно проявленный процесс анатексиса, в связи с чем в тылу пояса возникли первые небольшие порции автономных риолитовых вулканитов. Подъем магм к поверхности осуществлялся по обновленным разломам фундамента в условиях умеренного растяжения. Таким образом, если склон желоба перед фронтом пояса формировался в режиме усиленного сжатия, то субстрат самого пояса характеризовался сочетанием обстановок умеренного сжатия и растяжения, чередовавшихся во времени и в пространстве (табл. 11).

В сеноне в Охотско-Чукотском поясе на фоне угасавшего известково-щелочного магматизма происходило накопление больших объемов анатектических вулканитов риолитовой серии. Это изменение магматизма – четкого индикатора определенной тектонической обстановки – коррелируется с появлением режима прогрессирующего сжатия. Признаки сжатия фиксируются перед фронтом Охотско-Чукотского пояса, где в сенонских флишвидных отложениях преддугового прогиба появляются грубообломочные пачки. Таким образом, участок, расположенный перед фронтом рассматриваемого пояса, испытал сжатие и коробление, которое,

Таблица 11

Геодинамический режим формирования магматических образований
в зоне перехода континент – океан

Геодинамический режим			Характер магматизма	
Конвергентные границы литосферных плит	Обстановка субдукции	Умеренное растяжение, умеренное сжатие	Вулканогенные и островодужные пояса	Толентовый островодужный и известково-щелочной магматизм
		Сжатие		Автономный риолитовый магматизм
	Обстановка коллизии	Интенсивное сжатие		Массивы анатектических гранитоидов
Дивергентные границы литосферных плит	Обстановка рифтогенеза	Интенсивное растяжение		Базальтоидный и бимодальный магматизм в грабенах и близ крупных систем разломов

вероятнее всего, было вызвано движениями, направленными из области Палео-Тихого океана в сторону континента. Эти движения вызвали в Корякской зоне формирование в сантоне и кампане покровов, вергентных в сторону континента [17, 20].

В Охотско-Чукотском поясе сенонский импульс направленных от океана горизонтальных движений привел к оформлению Пареньско-Мургальской системы надвигов, по которым образования позднеюрского – неокомового Удско-Мургальского пояса были шарьированы на позднеальбско-туронские вулканиты Охотско-Чукотского пояса. Отголоски этих движений проявились и по северной периферии указанного пояса, где в Оконайто-Пеледонском поднятии возникла система вергентных на север чешуйчатых надвигов, неавтохтоном которым служат риолиты позднего мела.

В реализовавшейся в начале сенона обстановке сжатия (умеренного по своей интенсивности) питавшие Охотско-Чукотский вулканогенный пояс известково-щелочные расплавы, поднимавшиеся от сейсмофокальной зоны, не достигали земной поверхности, формируя многочисленные интрузивные массивы, цепочкой располагающиеся как во фронтальной, так и в тыловой зонах пояса. В этой геодинамической обстановке, в условиях повышенного теплового потока на участках пояса, имевших в фундаменте зрелую континентальную кору, реализовался процесс анатексиса.

Этот второй в Охотско-Чукотском поясе, но гораздо более значительный этап корового магматизма вызвал дальнейшую ремобилизацию корового субстрата, что привело к обогащению сенонских коровых расплавов по сравнению с альбскими калием и обеднению кальцием, магнием. При этом преимущественно риолитовый состав альбских вулканитов в сеноне сменился преобладающим дацитовым, в чем проявилась антидромная тенденция анатектонического магматизма в Охотско-Чукотском поясе.

Формирование пород риолитовой серии происходило в автономных коровых очагах, что подтверждается химической специализацией отдельных вулканических ареалов. В ходе риолитового магматизма широко проявились эксплозивные процессы, с чем связано формирование в Охотско-Чукотском поясе мощных отложений туфов. Обильный пирокластический материал отмечается и в позднемеловых терригенных отложениях Корякского нагорья. На последних стадиях развития коровых очагов в Охотско-Чукотском поясе возникли обширные поля игнимбритовых потоков. Длительное формирование крупных коровых очагов нашло отражение в локальных гравитационных минимумах и привело к оформлению обширных кольцевых тектоно-магматогенных систем и мегасистем.

Наиболее энергично процесс анатексиса протекал в зонах трансрегиональных разломов, являвшихся проводниками тепловой энергии и гидротермальных растворов. Эти глубинные разломы предопределили возникновение в Охотско-Чукотском поясе поперечных зон риолитового магматизма, нередко далеко выходящих за пределы пояса. Весьма благоприятными для анатексиса явились также и области сочленения мощных

систем разломов, например на Чукотке, где палингенные расплавы поступали на поверхность в течение всего периода развития Охотско-Чукотского пояса, что весьма напоминает "риолитовые максимумы" Андийского пояса [10].

О причинах, вызвавших в сеноне в магмогенерирующей области Охотско-Чукотского пояса умеренное сжатие, можно говорить лишь в предположительной форме. Вероятнее всего, оно было обусловлено приближением к зоне Беньофа участка океанической коры с аномальным строением (например, повышенной мощности и пониженной плотности), что затруднило поддвижение океанической плиты, кратковременно замедлив темп субдукции. Не исключено, что это были небольшие фрагменты палеозойских поднятий и позднеюрских – раннемеловых островных дуг, влияющие в океаническую кору. Возникшая обстановка умеренного сжатия во фронтальной части нависающей плиты привела к короблению края этой плиты и оформлению чешуйчато-надвиговых структур и тектонических покровов (в частности, возможно, Пикасвьямско-Эконайского), направленных в сторону континента.

В более внутренних частях Тихого океана в это время происходило формирование Ирунейской островной дуги, которая, судя по материалам В.К. Ротмана, обладала четко выраженной полярностью состава. Характер этой полярности – возрастание в вулканитах содержания K_2O в направлении от океана к континенту от 0,51 до 2,82% – свидетельствует о связи Ирунейского пояса с сейсмофокальной зоной, наклоненной в северных румбах в сторону континента.

Этот пояс размещался значительно южнее современного своего местоположения; в настоящее время его фрагменты в аллохтонном залегании располагаются в Олюторской системе покровов и на западе Камчатки, где они тектонически перекрывают альбские – позднемеловые офиолиты. В тылу Ирунейской дуги размещался Укэляятский флишевый прогиб, отложения которого изучены Б.В. Ермаковым, Н.П. Митрофановым и др.

Рассматривая обстановку формирования Охотско-Чукотского пояса, следует иметь в виду, что он являлся одним из сегментов Аляскинско-Катазиатской системы вулканогенных поясов, развивавшейся по периферии Тихого океана. При этом выявляется разновозрастность отдельных сегментов этой системы и разнотипность в их пределах характера магматизма. Так, в Сихотэ-Алинском сегменте аналоги альбских – позднемеловых вулканогенных формаций Охотско-Чукотского пояса располагаются на сенонском уровне. На предшествующем этапе, охватывающем рубеж раннего и позднего мела, на западе Тихого океана развивалась система островных дуг [3, 16, 18]. Эта разновременность развития различных, разграниченных трансформными разломами сегментов Аляскинско-Катазиатской системы вулканогенных поясов, была вызвана, возможно, или косой относительно зоны субдукций ориентировкой спредингового хребта (рис. 65), или различной скоростью спрединга в отдельных сегментах этого хребта.

Восточное продолжение Охотско-Чукотского пояса проблематично. Л.А. Рэйлиенд и С.Е. Свэнсон в публикации 1979 г. реконструируют

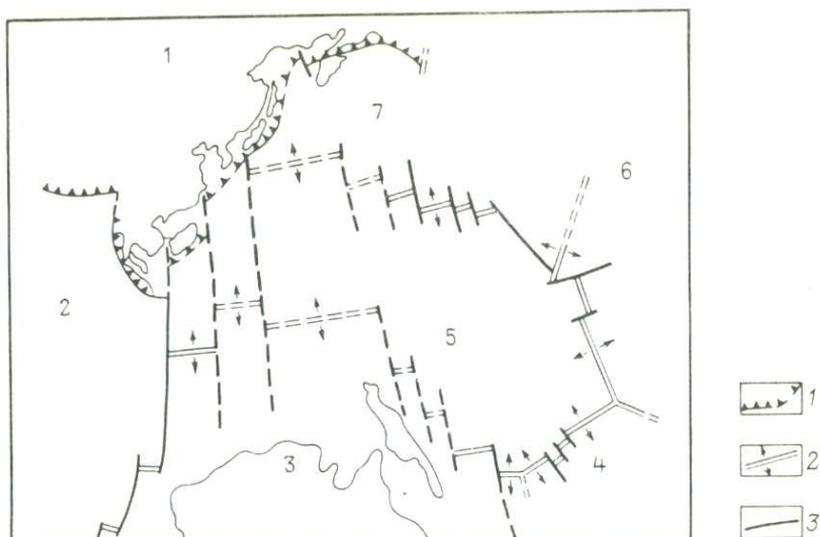


Рис. 65. Соотношение зон субдукции и спрединга в Тихоокеанском сегменте на ребеже раннего и позднего мела. По С. Ларсену и В. Питману [56], с изменениями. 1 — зоны субдукции; 2 — зоны спрединга; 3 — трансформные разломы. Цифрами обозначены литосферные плиты: 1 — Евразийская, 2 — Индийская, 3 — Австрало-Антарктическая, 4 — Феникс, 5 — Фаралон, 6 — Тихоокеанская, 7 — Кула

на Аляске парагенетически связанные процессы аккреции и магматизма в интервале 108–83 млн. лет, что соответствует длительности формирования Охотско-Чукотского пояса. Позднемеловые (по определениям абсолютного возраста) вулканы преимущественно кислого состава известны на островах Св. Матвея и Св. Лаврентия, а отдельные их ареалы — на Аляске, в бассейнах Юкона и Коукука (по данным Э.Х. Латрэма и других), где, вероятно, располагается юго-восточное окончание пояса.

Маастрихт-палеоценовый этап в зоне перехода континент — океан ознаменовался одним из наиболее значительных изменений геодинамического режима, что привело к возникновению принципиально иной тектонической обстановки и к смене характера магматизма. Охотско-Чукотский пояс в конце сенона завершил свое формирование. Известково-щелочной и риолитовый магматизм этого пояса сменился субщелочным базальтоидным (с признаками бимодальности), причем этот базальтоидный маастрихт-палеоценовый магматизм не имеет с поясом ни структурных, ни генетических связей, территориально формируясь как на образованиях Охотско-Чукотского пояса, так и на более внутренних структурах Корякско-Камчатской тектонической области.

Завершение развития Охотско-Чукотского пояса коррелируется с резким сокращением на рубеже мела — палеогена темпов спрединга как в Атлантическом, так, особенно, и в Тихом океанах (в последнем с 7–18 до 4 см/год) [56]. Столь значительное замедление движения в спрединговом центре сопровождалось принципиальным изменением кинематики

в области конвергентных границ литосферных плит. В маастрихт-эоценовое время явления субдукции в северо-западной части Тихоокеанского кольца сменились интенсивным шарьированием аллохтонных пластин из области океана на континент, причем эти пластины частично перекрыли ранее сформировавшиеся чешуйчато-надвиговые структуры Корякской зоны. Перед фронтом указанных аллохтонных пластин возникла система грабенов с базальтоидами (рис. 66).

В процессе указанного шарьирования был сформирован Лесновско-Ватынский покров, составляющий ныне северное ограничение Олюторской системы покровов. Судя по последним данным [17], этот покров имеет сложное строение; в нем участвует гипербазит-габбровый комплекс, а также океанические и островодужные толеиты альбского – кампанского возраста. Время шарьирования запечатлено в олистостромовых

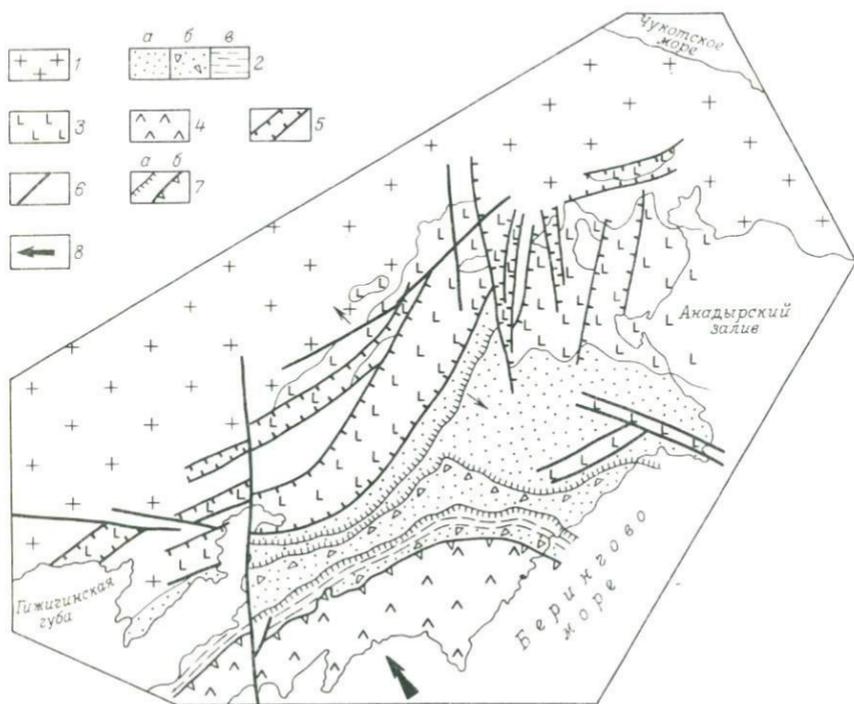


Рис. 66. Схема размещения фаций и основных структур в палеоцене в зоне перехода континент – Тихий океан.

1 – область поднятий в пределах мезозойской континентальной коры; 2 – область накопления молассовых (а) и олистостромовых отложений (б) в пределах коры переходного типа; 3 – базальтоиды маастрихт-эоценовые; 4 – офиолиты и островодужные вулканогенные образования в аллохтонном залегании; 5 – грабены; 6 – крупные разломы; 7 – фронтальные части чешуйчато-надвиговых структур (а), ограничение Лесновско-Ватынского тектонического покрова, образованного офиолитовыми и островодужными комплексами (б); 8 – направления горизонтальных перемещений

образованиях маастрихта — раннего кайнозоя, развитых перед фронтом Лесновско-Ватынского покрова. В шарьирование были вовлечены и флишевые образования тылового прогиба Ирунейской дуги, которые сформировали Унэйвямско-Укэляятский покров перед фронтом Лесновско-Ватынского (см. рис. 61).

Встает вопрос о причинах столь интенсивной обдукции. Вероятнее всего, она являлась следствием коллизии на рубеже мела — палеогена системы меловых островных дуг с Евразийской плитой (тайваньский тип столкновения, по Ж. Обуэну [15]). В состав этой системы входила сенонская Ирунейская островная дуга, ныне находящаяся в аллохтонном залегании. Возможным северо-восточным продолжением этих образований являются меловые островодужные толиты, обнаруженные Н.А. Богдановым и его сотрудниками в Олюторской системе покровов [17].

Таким образом, высокий темп процессов надвига — поддвига на границе океанической и Евразийской плит привел к интенсивной коллизии последней с подошедшей к ней со стороны океана системой островных дуг. Однако в этом столкновении участвовали, возможно, не только островные дуги, но и подошедшие вместе с ними со стороны океана поднятия другой природы, в том числе и блоки континентальной коры. На это указывает поступление в маастрихт-эоценовое время со стороны океана на восточную Камчатку сиалического материала [35].

Интенсивность рассматриваемой коллизии подтверждается энергично проявленной ларамийской фазой складчатости, охватившей окраинную часть Евразийской плиты и вызвавшей формирование складчато-надвиговых структур, а также воздымание этой части плиты и накопление моласс [17].

Вполне вероятно, что именно указанная коллизия явилась причиной резкого снижения скорости внутриокеанического спрединга.

Приведшее к обдукции столкновение типа континент — островные дуги на рубеже мел — кайнозой имело, по-видимому, общее значение для запада Тихого океана. Так, Ж. Обуэн [15] выделил в юго-восточной его части Периавстралийский офиолитовый пояс, шарьированный в третичное время в сторону Австралийского континента и протягивающийся от Новой Гвинеи к Новой Зеландии. Ю.М. Пушаровский и его сотрудники [20] сообщают о шарьировании аллохтонов со стороны океана на Сахалин и восточную Камчатку на рубеже мезозоя и кайнозоя. Подобного рода коллизии для более поздних этапов развития Берингоморского региона показаны рядом исследователей [43, 45], причем установлено, что эти коллизии приводят к отмиранию ранее развивавшихся на конвергентных границах литосферных плит сейсмофокальных зон и завершению проявления связанных с этими зонами вулканизма. В аналогичной обстановке, характеризовавшейся столкновением островных дуг с Евразийской плитой, произошло завершение формирования Охотско-Чукотского пояса.

Таким образом, появление маастрихт-эоценовых базальтоидов синхронно этапу ларамийской коллизии. Они формировались во внутриплитовых условиях, перед фронтом надвинутых со стороны океана аллохто-

нов и маркировали зону растяжения. Вероятно, нельзя исключить того варианта, что эта зона растяжения возникла автономно, без сколь угодно значительного влияния рассмотренных выше процессов коллизии.

Однако синхронность этих явлений, а также закономерное положение систем грабенов на материковой окраине перед коллизийными структурами позволяют расценивать появление рассмотренных зон деструкции как следствие процессов коллизии. Реконструированную геодинамическую обстановку формирования маастрихт-эоценовых базальтоидов в большой степени можно параллелизовать с условиями заложения Байкальского рифта, возникшего, как это показали П. Молнар и П. Тапонье, в результате коллизии континентальных масс. Закономерное появление деструктивных форм в областях, прилегающих к зонам столкновения литосферных плит, и развитие этих форм перед фронтом крупных тектонических покровов продемонстрировано Х. Иллэсом [51] на примере соотношения Рейнского грабена и покровных структур Альп.

Возникшая как реакция на столкновение маастрихт-эоценовая зона растяжения занимает далеко не случайное положение; разрядка растягивающих напряжений реализовалась в целом вдоль сочленения двух крупных неоднородностей окраинной части Евразийской плиты: блоков мезозойской континентальной коры и коры переходного типа (другими словами, Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской тектонических областей). При этом наиболее интенсивному растрескиванию подверглась краевая часть жесткого, наиболее консолидированного мезозойского континента, где группируется большинство маастрихт-эоценовых грабенов и разрывных нарушений, с которыми связано проявление внутриплитового магматизма. Многие из этих разломов имеют древнее заложение и были активизированы процессом коллизии.

Система грабенов возникла уже на первом — позднемиоценовом — этапе внутриплитового вулканизма. С этим начальным этапом деструкции земной коры связано излияние базальтов толеитового уклона, однако обогащенных вместе с тем щелочами и редкими литофильными элементами. Эволюция внутриплитового магматизма выразилась в появлении на следующем, палеоцен-эоценовом этапе более основных и менее дифференцированных базальтов с более высокими концентрациями литофильных элементов, отражающих более глубинные магматические источники (вероятно, в неистощенной мантии). Одновременно с возрастанием глубины генерации мантийных расплавов от первого этапа внутриплитового вулканизма ко второму в процессе деструкции вовлекалась все большая площадь.

Латеральные различия состава палеоцен-эоценовых базальтоидов позволяют предполагать увеличение глубин мантийных источников на втором этапе вулканизма в направлении от океана к континенту. В этом же направлении менялась и степень дифференциации расплавов. Она была минимальной в области мезозойской континентальной коры, где осуществлялся быстрый подъем магмы, которая, почти не фракционируя, достигала земной поверхности; в пределах коры переходного типа проис-

ходили некоторое "застаивание" и небольшая дифференциация порций магматических расплавов.

В Корякском нагорье при формировании рассматриваемых зон растяжения возникли вергентные в сторону океана системы чешуйчато-надвиговых дислокаций. Они носят компенсационный характер и генетически связаны с процессами рифтогенеза. Наиболее четко эти чешуйчато-надвиговые структуры проявились в Таловско-Майнско-Кутинской и Емраваамской надвиговых системах [27], а также в Пекульнейской зоне.

Признаки явлений деструкции земной коры и внутриплитового магматизма на рубеже мезозоя и кайнозоя известны и в других частях западного континентального обрамления Тихого океана. Так, на территории КНР в раннетретичное время протекали процессы рифтообразования и излияния базальтоидов, что было отмечено в докладе Хуан-Цзицина на 27-м Международном геологическом конгрессе.

Кратковременность, эпизодичность процессов деструкции на рубеже мела — палеогена на западном обрамлении Тихого океана определялась тем, что уже в конце эоцена — начале олигоцена здесь резко меняется кинематика движения литосферных плит. Этап коллизии сменяется этапом новой субдукции океанической литосферной плиты под Евразийскую с формированием на ее окраине позднеэоценового — раннемиоценового Камчатско-Корякского вулканогенного пояса, частично перекрывшего зону внутриплитового магматизма. Эта кратковременность коллизии предопределила сравнительно слабую проявленность процесса рифтогенеза, вследствие чего не успели в полной мере реализоваться отдельные его стадии. Таким образом, маастрихт-эоценовый процесс деструкции остановился, не достигнув спрединговой стадии. С этих позиций зону растяжения, вмещающую внутриплитовый магматизм, можно рассматривать как "несостоявшуюся" дивергентную границу плит.

Несмотря на относительную кратковременность формирования (около 30 млн. лет) и ограниченную площадную распространенность позднемезозойских — раннекайнозойских внутриплитовых базальтоидов, маркируемый ими процесс деструкции континентальной и субконтинентальной земной коры на северо-западном обрамлении Тихого океана вряд ли можно считать случайным. Дело в том что конец позднего мела — начало кайнозоя ознаменовались широким проявлением процессов коллизии, протекавших на обширной территории, далеко выходящей за пределы Палео-Тихого океана. В позднем мелу начинается коллизия Афро-Аравийской и Индостанской плит с Евразийской, сопровождавшаяся шарьированием на континент офиолитовых аллохтонов и растрескиванием приходящих в столкновение окраин плит. С этими процессами коррелируется возникновение рифтов (или предрифтовых его стадий). Так, в Красноморском регионе начальные признаки растяжения фиксируются, по данным В.Г. Казьмина и Р. Колмана, в палеоцене — эоцене; не исключено, что и в Байкальском регионе начало рифтогенеза приходится на эоцен, как это следует из материалов Н.А. Логачева, Ю.А. Зорина, В.А. Рогожиной.

Конечно, процессы и рифтогенеза, и коллизии при закрытии Тетиса по значительности проявления несопоставимы с аналогичного типа явлениями по обрамлению Тихого океана: в первом случае осуществлялось столкновение обширных континентальных литосферных плит, во втором — существенно континентальной литосферной плиты и островной дуги; соответственно резко различна и масштабность процессов деструкции земной коры. Немаловажен здесь и фактор времени: если по обрамлению закрывающегося Тетиса явления рифтогенеза в кайнозое продолжали нарастать, то в Тихоокеанском сегменте они носили кратковременный импульсивный характер, быстро сменившийся принципиально иной геодинамической обстановкой. Однако при всех указанных различиях сравниваемых регионов хотелось бы подчеркнуть два положения общего порядка: 1) взаимосвязь и синхронность процессов столкновения и рифтогенеза; 2) широкое, глобальное проявление этих процессов на рубеже мезозоя и кайнозоя.

Позднеэоценовый — олигоценовый этап. В связи со слабой изученностью Командорской и Алеутской котловин и располагающихся в их пределах поднятий в последние годы были предложены существенно различающиеся модели геодинамического режима и структурной обстановки позднеэоценового — раннекайнозойского этапа (З. Бен-Аврахам, А. Купер, А. Нур, Д. Джонс, А. Кокс, Н.А. Богданов, Ю.П. Непрочнов, Л.П. Зоненшайн, Л.А. Савостин и др.). В предлагаемой нами ниже реконструкции обращено внимание на те основные геологические данные по обрамлению Берингова моря, которые должны найти место (и объяснение) при моделировании геодинамических обстановок данного этапа.

В целом позднеэоценовый — олигоценовый этап в пределах зоны перехода континент — океан характеризовался существенной тектонической перестройкой: в северо-западной части Тихоокеанского кольца вновь возникла (рис. 67) обстановка субдукции океанической плиты под Евразийскую и Северо-Американскую с формированием сейсмофокальной зоны и окраинно-континентального Камчатско-Корьякского пояса, протягиваю-

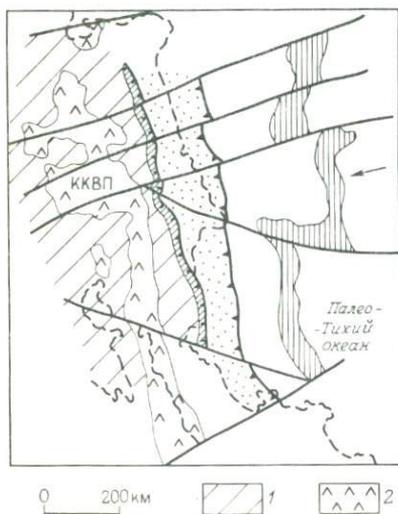


Рис. 67. Схема размещения фаций и основных структур в конце эоцена — начале олигоцена в зоне перехода континент — Тихий океан.

1 — кора переходного типа с локальным накоплением молассовых и ольдостромовых образований; 2 — формации Камчатско-Корьякского вулканогенного пояса. Остальные условные обозначения см. рис. 62

щегося с западной Камчатки в пределы Корякского нагорья. Скорость спрединга как в Тихом океане, так и в Атлантическом характеризовалась в это время гораздо меньшими величинами по сравнению с поздним мелом [56], что отражает масштаб вулканических проявлений мелового и олигоценового возраста.

Формирование Камчатско-Корякского вулканогенного пояса происходило в наземных условиях. Он развивался на коре переходного типа, приобретшей благодаря неоднократной тектонической аккреции развитый гранитно-метаморфический слой, частично нарушенный процессами деструкции в начале палеогена. Ремобилизация гранитно-метаморфического слоя (вероятнее всего, в условиях умеренного сжатия и повышенного теплового и флюидного режима) обусловила возникновение коровой риолит-дацитовый формации, которая, в отличие от формирующихся на зрелой континентальной коре риолитовых образований Охотско-Чукотского пояса, обладала пониженными щелочностью и калиевостью. Незначительно проявившийся в начале развития Камчатско-Корякского пояса мантийный и известково-щелочной магматизм позднее, в олигоцене и начале миоцена, привел к накоплению мощной базальт-андезит-дацитовый формации, захватившей значительно большую площадь по сравнению с дацит-риолитовой.

Возникает вопрос о причинах антидромности строения Камчатско-Корякского пояса и ограниченности масштабов мантийного магматизма на начальном этапе его развития: вероятнее всего, это объясняется режимом умеренного сжатия в магомгенерирующей области, питавшей данный пояс. Обстановка сжатия возникла при приближении к зоне поддвига небольших террейнов различной природы.

В период накопления базальт-андезит-дацитовый формации режим сжатия в глубинных частях Камчатско-Корякского пояса сменился обстановкой растяжения, однако, весьма умеренного, поскольку глубинные магматические фации в Камчатско-Корякском поясе резко преобладают над наземными, что свидетельствует о затруднении доступа магм к поверхности. Наличие плутонических "корней" в Камчатско-Корякском поясе доказывается еще и высокой степенью дифференциации известково-щелочного расплава, осуществившейся, по-видимому, в промежуточных периферических очагах, возникших на пути вывода мантийных расплавов из области магомобразования к поверхности.

В отличие от нормально калиевых, предположительно анатектических вулканитов риолит-дацитовый формации, породы базальт-андезит-дацитовый формации характеризуются низким содержанием калия, что придает этой в целом известково-щелочной формации толеитовый уклон. Эта специфика состава базальт-андезит-дацитовый формации коррелируется с особенностями строения субстрата Камчатско-Корякского пояса, обладавшего гораздо меньшей степенью континентальной зрелости по сравнению с фундаментом Охотско-Чукотского пояса.

Важное влияние на конфигурацию Камчатско-Корякского пояса оказывали поперечные (в большинстве своем трансрегиональные) разломы: сгущение последних в северо-восточной его части привело к возник-

новению здесь протяженных поперечных зон. Эти разломы, предопределившие сегментированность пояса, особенно резко проявились в районе современного Камчатского перешейка, где к юго-западу от меридионального Маметчинско-Шайбовецкого разлома, на продолжении Корякского сегмента Камчатского пояса, располагается Западно-Камчатский его сегмент, включающий эоценовые известково-щелочные вулканогенные образования с нормальным содержанием калия. О размещении на западе Камчатки эоценового вулканогенного пояса убедительные данные приводит А.И. Поздеев и В.К. Ротман.

Таким образом выявляется определенная разновременность развития двух указанных сегментов Камчатско-Корякского вулканогенного пояса: Западно-Камчатский сегмент завершил свое развитие в эоцене (возможно, раннем олигоцене), тогда как Корякский сегмент формировался (с конца эоцена) до начала миоцена. Более высокое, согласно данным В.К. Ротмана, содержание калия в вулканитах Западно-Камчатского сегмента является, вероятно, следствием больших глубин магмообразования (обусловленных, возможно, более крутым наклоном сейсмофокальной зоны); однако не исключено, что на состав расплава оказывали влияние и находящиеся в субстрате этого сегмента сиалические блоки.

О плановом расположении структур латерального ряда на рубеже эоцена – олигоцена можно говорить лишь в сугубо предположительной форме. Зона субдукции протягивалась, вероятно, по территории восточной Камчатки и далее на восток близ подножья современного Берингово-морского шельфа, как это предполагают А.К. Купер, М.С. Марлоу и Д.У. Шолл. Трансформными разломами северо-западной и меридиональной ориентировки эта зона была расчленена на ряд смещенных относительно друг друга сегментов. Большая часть преддугового склона располагалась в пределах территории, которая в палеоцене – эоцене представляла район обдукции; в эту территорию входили восточная Камчатка, Олюторская система покровов (без района Олюторского хребта, оформившегося в неогене) и юго-восточная часть Корякской зоны.

Пакеты наклоненных на северо-запад тектонических чешуй, протягивающихся от мыса Говена на северо-восток, формировали, вероятно, невулканическую дугу. В нее были вовлечены пластины офиолитов и меловых островодужных образований, шарьированных сюда на рубеже мела – палеогена. Перед фронтом этой дуги накапливались терригенные турбидиты; в тыловой ее части размещался внутридуговой прогиб с флишеидными образованиями, к настоящему моменту интенсивно дислоцированными. Современный чешуйчато-надвиговый облик Говенская фронтальная дуга приобрела позднее, в конце неогена; однако различие строения двух указанных прогибов (фронтального и тылового) свидетельствует о ее возникновении не позднее олигоцена.

На северо-восточном продолжении рассмотренного латерального ряда структур на территории современного Корякского нагорья внутридуговой прогиб и осадочная терраса приостровного склона желоба сменились сравнительно небольшими впадинами типа Нижнехатырской; что

свидетельствует о затухании этого латерального ряда структур в указанном направлении.

Поддвигающаяся океаническая плита не была однородной и включала террейны позднемеловых – раннепалеогеновых островных дуг (Ачайваямской, Бауэрса, Ширшова). Геофизические исследования и драгировки позволили З. Бен-Аврахаму и А.К. Куперу [38] интерпретировать хр. Бауэрса как отмершую островную дугу, ограниченную с севера глубоководным желобом позднемезозойского или раннепалеогенового возраста. Подобного рода желоб отсутствует в хр. Ширшова. З. Бен-Аврахам и А.К. Купер предполагают трансформную природу этого хребта, причем указанный трансформный разлом отчетливо прослеживается на космических снимках (см. рис. 9).

З. Бен-Аврахам и А.К. Купер подчеркивают различную природу слагающих хребет образований: одна часть из них возникла вследствие прохождения плиты над горячей точкой, а другая, более молодая часть (для которой Д.У. Шоллом и его коллегами получен раннемиоценовый возраст – 16,8–18 млн. лет), является островодужной. Однако данные по Олюторскому хребту, являющемуся северным окончанием хр. Ширшова, показывают возможность присутствия в хр. Ширшова (как и в хр. Бауэрса) позднемеловых – раннепалеогеновых островодужных образований: именно такого рода известково-щелочные вулканиты, имеющие маастрихт-датский возраст (ачайваямская свита), известны в Олюторском хребте.

Таким образом, в середине палеогена в периферической части Тихого океана располагалась завершившая свое развитие позднемеловая – раннепалеогеновая система островных дуг, двигавшихся на север, в сторону континента. Поддвигающаяся под континент океаническая плита включала и другие (кроме островодужных) поднятия с утолщенной корой (типа плато Умнак) [38].

Завершение формирования Камчатско-Корякского пояса коррелируется с этапом столкновения позднемеловых – раннепалеогеновых островных дуг (а также террейнов другой природы) с континентом и блокированием сейсмофокальной зоны этого пояса. Указанная коллизия протекала неодновременно. Ранее – на рубеже эоцена и олигоцена – она началась на Камчатке, а в пределах Корякии распространилась на рубеже палеогена – неогена. Этим и вызвано более раннее затухание вулканизма в Западно-Камчатском сегменте пояса по сравнению с Корякским. В результате коллизии в пределы восточной Камчатки и Укэляйтско-Олюторской зоны были шарьированы маастрихт-датские известково-щелочные образования, а также меловые и палеогеновые океанические толеиты. Вслед за коллизией близ Камчатки произошла переориентировка соотношения конвергентных плит и возникла новая система зон Бенъофа, в связи с которой заложилась новая вулканогенная пояса.

В итоге раннемиоценовой коллизии с Укэляйтско-Олюторской зоной воссоединилась восточная ее часть (к востоку от долины Апуки), представленная фрагментом позднемеловой – палеоценовой Ачайваямской

вулканогенной дуги, продолжение которой предполагается в хребтах Ширишова и Бауэрса. Косвенным подтверждением неодновременности формирования западной и восточной частей современной Олюторской системы покровов служат различия геологической и геофизической их характеристик, а также выразительность проявления разделяющей их Апускской зоны глубинных разломов, вдоль которой предполагается столкновение этих блоков.

В процессе этой обдукции была сформирована вергентная в сторону континента Олюторско-Дежневская система покровов и надвигов, отчетливо выраженная на востоке Олюторской зоны и имеющая северо-восточное продолжение в пределах южной части Корякии.

В конце олигоцена — начале миоцена в западной части Тихоокеанского кольца произошло заложение систем островных дуг (в том числе сопрягавшихся по трансформному разлому Алеутской и Курило-Олюторской), близких к современным. Анализ неогеновых фаций вулканогенных пород в пределах п-ова Камчатки, побережья Берингова моря и Укэлятско-Олюторской зоны свидетельствует о наличии в Курило-Олюторском вулканогенном поясе ряда сегментов, значительно различающихся характером магматизма, фундаментом и, вероятно, глубиной магмообразования. Для этих сегментов характерна разновременность заложения: в частности, Центральнo-Камчатский сегмент заложился ранее Олюторского, в позднем олигоцене, тогда как последний возник только в миоцене, несогласно перекрывая ранее сформированные покровно-надвиговые структуры Укэлятско-Олюторской и Корякской зон.

Эта неодновременность возникновения отдельных сегментов олигоцен-миоценового Курило-Олюторского пояса согласуется с разновременным завершением формирования сегментов предшествующего Камчатско-Корякского пояса: как было показано выше, Камчатский сегмент последнего закончил развитие в позднем эоцене или раннем олигоцене, а Корякский — в раннем миоцене. Большинство исследователей указывает, что вулканический максимум в Курило-Олюторском поясе приходится на миоцен.

Формировавшийся с конца олигоцена, а в основном в неогене Центральнo-Камчатский сегмент этого вулканогенного пояса причинно связан с заложением наклоненной под континент сейсмофокальной зоной, реконструированной В.В. Ковалевой, А.А. Розенкранцем, М.М. Смеловской, В.К. Ротманом, Б.А. Марковским, В.А. Леглером, которая выходила на поверхность в глубоководном желобе, размещавшемся западнее современного, В.К. Ротман подчеркивает существенную структурную перестройку, приведшую к формированию олигоцен-миоценовой Курило-Олюторской дуги. В возникшей при субдукции океанической плиты под континент системе структур латерального ряда с внешней стороны вулканогенного пояса размещалась фронтальная невулканическая дуга, образованная чешуйчато-надвиговыми дислокациями, вергентными в сторону океана.

В северо-восточном направлении в пределах Укэлятско-Олюторской зоны происходило выклинивание неогенового вулканогенного пояса.

Его последние разобщенные тектоно-магματοгенные структуры прослеживаются на юге Корьякской зоны до бассейна Хатырки. Олюторский сегмент неогенового Курило-Камчатского пояса, заложившись несколько позже Центрально-Камчатского, позднее и завершил свое формирование. Не исключено, что после заложения Алеутской островной дуги развитие Олюторского сегмента Курило-Олюторского пояса было обусловлено спредингом в Командорской котловине, где известны толеиты возрастом 29,6 млн. лет.

Структурная перестройка, приведшая к затуханию Курило-Олюторского неогенового пояса, была обусловлена возникновением перед его фронтом обстановки столкновения. Реальность этого процесса доказывается наличием плиоцен-четвертичных надвигов, наклоненных в сторону океана, по которым в Нижнеанадырской и Нижнехатырской впадинах позднемеозойские – палеогеновые отложения надвинуты на север, на миоценовые (данные сейсмических и буровых работ, устное сообщение Д.И. Агапитова). Следующий импульс поддвига океанической коры вызвал формирование современной системы островных дуг западной части Тихого океана, в том числе Курило-Камчатского.

Дальнейшее изучение Тихоокеанского сегмента Земли, несомненно, прольет свет на механизм шарьирования в плиоцене горных масс на континент, что продолжается, кстати, и в новейшее время. Причины этого явления следует искать в пределах Берингова моря.

Ныне принято считать, что Алеутская котловина – это пассивно отделившаяся при заложении Алеутской дуги часть меловой плиты Кула, лишенная на протяжении палеогена и неогена спрединговых систем [38]. Однако последующие исследования ложа Алеутской котловины, а также континентального и островодужного ее обрамления, возможно, изменят это мнение и выявят более сложное развитие этого окраинного моря и связанных с ней в один латеральный ряд структур. Основанием для подобных предположений служат, в частности, данные А.А. Цветкова [34] по химизму вулканогенных пород, вскрывающихся в Алеутской дуге. Эти данные свидетельствуют о большой ее неоднородности: самый ранний этап (35–26 млн. лет) представлен вулканитами, которые по составу близки островодужной толеитовой серии; вулканиты второго этапа (25–19 млн. лет), характеризующиеся сочетанием низкокальциевых толеитов и базальтов повышенной щелочности, вполне вероятно, соответствуют времени формирования рифтогенных структур и, возможно, маркируют зону спрединга; третий и четвертый этапы (16–0 млн. лет) представлены вулканитами известково-щелочной серии островной дуги.

Разумеется, предположенная интерпретация вулканогенных образований вскрывающихся в Алеутской дуге, не является бесспорной; вместе с тем нельзя исключить предположения, что в Алеутской дуге совмещены магматические образования различных геодинамических обстановок, в том числе и зон растяжения.

Анализ размещения фаций и тектонических структур отдельных временных срезов в зоне перехода континент – океан свидетельствует: как появление вулканогенных поясов, так и их затухание диктуются резким

изменением геодинамического режима, что приводит к изменению тектонической обстановки. Возникновение вулканогенных поясов (и в океане, и на континенте) коррелируется с этапами сближения литосферных плит и заложения на их границе сейсмофокальных зон. При этом во фронтальной части надвигающейся плиты в режиме возникает зона сложного покровно-надвигового строения с опрокидыванием слоев в сторону океана; морфологически эта зона выражается поднятием внешней невулканической дуги. Сложность строения и ширина последней находятся в прямой зависимости от интенсивности процесса относительно надвига-поддвига на границе двух плит. Выше было показано, что максимальной ширины аккреционный клин возник при формировании Охотско-Чукотского пояса, развивавшегося в условиях наивысшей (в мезозое и кайнозое) скорости спрединга, а следовательно, и субдукции. Аналогичным образом коррелируются со скоростью взаимного схождения плит и объемы островодужных толеитовых и известково щелочных формаций вулканогенных поясов (однако их объемы зависят и от длительности формирования поясов).

В целом вулканогенные пояса развиваются в обстановке, характеризующейся сочетанием условий умеренного сжатия и растяжения (см. табл. 11), соотношение которых выражается, во-первых, в степени дифференциации мантийных расплавов, а во-вторых, в балансе магматических фаций различной глубинности. Умеренное сжатие обуславливает задержку в коре мантийных расплавов, их фракционирование, а также становление интрузивных массивов. Некоторое усиление сжатия в сочетании с повышенным энергетическим и флюидным режимом в пределах сформированного гранитно-метаморфического слоя создает условия для реализации процесса анатексиса. Именно такая обстановка умеренного сжатия в сочетании с почти одновременным мантийным магматизмом наиболее оптимальна для возникновения автономного риолитового магматизма.

Завершение формирования вулканогенных поясов синхронно проявлению процесса коллизии, которой при определенных условиях заканчивается сближение литосферных плит. Обстановка столкновения, прервав субдукцию океанической плиты и формирование генетически связанных с этим процессом вулканогенных поясов, приводит к возникновению складчатых и покровно-надвиговых дислокаций. В условиях интенсивного сжатия, обусловленного коллизией, вулканизм, как правило, отсутствует; однако эти условия способствуют проявлению процессов гранитизации (при соответствующих составе субстрата и интенсивности столкновения).

Причины коллизии в Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской тектонических областях были несколько различными.

В Корякско-Камчатской тектонической области, занимающей палеоокеаническое положение, коллизионные обстановки возникали при приближении из внутрокеанических областей к континентальному обрамлению островных дуг (столкновение "тайваньского типа", по Ж. Обуэну), хотя в столкновении могли участвовать поднятия и другой природы. Интенсивность столкновения зависела как от размеров приближающегося

к континенту поднятия, так и от скорости спрединга океанической плиты, несущей это поднятие. В периокеанических областях складчато-покровного строения особенно широко развиты аллохтоны офиолитовых и островодужных образований.

В Верхояно-Чукотской тектонической области коллизия была обусловлена сближением древних континентов (вместе с расположенными между ними континентальными блоками относительно небольших размеров), в связи с чем процесс столкновения проявился здесь весьма интенсивно, сформировав межконтинентальные складчато-надвиговые дислокации и вызвав возникновение в зонах столкновения анатектических гранитоидов. Таким образом, коллизия, сформировавшая Верхояно-Чукотскую тектоническую область, близка к "тектоническому типу", по терминологии, предложенной Ж. Обуэном.

Реконструкция геодинамических режимов и тектонических обстановок позднего мезозоя – раннего кайнозоя в северо-западной части Тихоокеанского кольца свидетельствует о сложном развитии зоны перехода континент – океан. Здесь отсутствовало планомерное, последовательное во времени смещение вулканогенных поясов в сторону океана, о чем нередко сообщается в публикациях. Процесс формирования этих поясов носил, если можно так сказать, возвратно-поступательный характер – заложение поясов в приматериковой части сменялось их возникновением во внутренних частях океанов с последующим "возвращением" вулканизма на материк. Не менее распространенная картина – одновременное развитие вулканогенных поясов в приматериковой и во внутренней океанической частях с последующим отмиранием обоих или одного из них. Эта сложная история развития зоны перехода континент – океан отражает, очевидно, изменение положения зон спрединга и скорости последнего как в Тихом, так и Атлантическом океанах, что предопределило соотношение конвергентных плит и характер их взаимодействия.

В принципиально иной геодинамической обстановке формировались базальтоиды щелочнобазальтовой серии (см. табл. 11). Они заполняли грабены, маркирующие зоны растяжения, возникавшие перед фронтом столкновения в этапы наиболее интенсивной коллизии континента с островными дугами. Таким образом, формирование вулканогенных поясов на северо-западе Тихоокеанского кольца в позднем мезозое – раннем кайнозое прерывалось кратковременной деструкцией земной коры, генетически не связанной с процессами, обусловившими появление непосредственно этих поясов. Иногда эти явления могут происходить сближенно во времени и пространстве, что характерно, например, для обстановки калифорнийского типа.

ТИПЫ ПЕРИОКЕАНИЧЕСКИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОЯСОВ И ФАКТОРЫ, ВЛИЯЮЩИЕ НА ИХ СПЕЦИФИКУ

К настоящему времени получена обширная информация по строению зоны перехода континент — Тихий океан, из которой следует, что разные вулканогенные пояса Тихоокеанского кольца располагаются неодинаково по отношению к океаническим и континентальным структурам, что находит отражение в их составе и строении. Специфика вулканогенных поясов определяется и некоторыми другими факторами.

ТИПЫ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОЯСОВ В ЗОНЕ ПЕРЕХОДА КОНТИНЕНТ — ОКЕАН

Предпринятое ниже краткое рассмотрение материалов по ряду секторов Тихоокеанского кольца призвано выяснить, насколько выделяемые ныне тектонотипы (см. главу I) отражают все разнообразие обстановок формирования вулканогенных поясов.

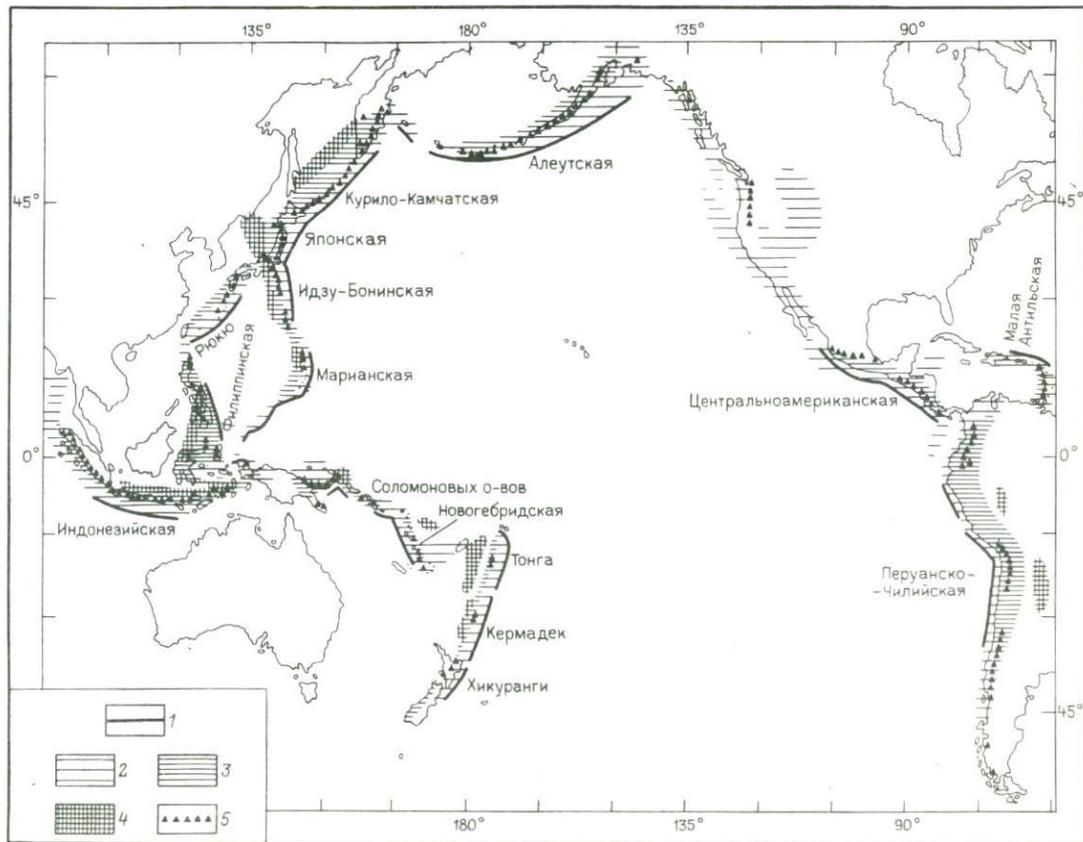
Тихоокеанское кольцо обладает резко выраженной асимметрией: подавляющее большинство возникших в олигоцене современных островных дуг приурочено к западной его части (рис. 68). Наиболее выдвинутые в Тихий океан вулканогенные пояса принадлежат серии островных дуг: Тонга-Кермадек; Марианской, Идзу-Бонин. Ближе к континенту (а частично и на континентальных структурах) размещаются островные дуги Японских островов и Курило-Камчатская дуга.

В вулканогенных поясах Тонга-Кермадек, Марианской и Идзу-Бонин, по данным Р. Бразера, К. Мартина, В. Бриана, А. Еварта, И. Канеока и других исследователей, преобладают островодужные толеиты, хотя отмечено присутствие пород известково-щелочной и щелочнобазальтовой серий. Островная дуга Тонга-Кермадек, по данным Г. Шора и его коллег, обладает небольшой (до 10 км) мощностью базальтового слоя и незначительной (до 14 км) мощностью земной коры в целом, хотя последняя увеличена по сравнению с мощностью земной коры прилежащих участков Тихого океана. В Марианской островной дуге мощность земной коры достигает 16—18 км, мощность же базальтового слоя 12—15 км. Судя по сейсмическим данным, вулканогенно-осадочный слой мощностью 2,5—5 км в нижней части обладает свойствами гранитного слоя (скорость продольных волн 6,0—6,6 км/с). Севернее расположенная островная дуга Идзу-Бонин неоднородна по строению фундамента. Центральная и южная ее части развивались на коре океанического типа, тогда как северная налегает на континентального типа фундамент в пределах о. Хонсю, где мощность земной коры достигает 30—39 км.

Япония представляет собой пример сложного сочленения нескольких островных дуг, переходящих с океанического фундамента на континентальный. На о. Хоккайдо располагается юго-западное окончание Курило-

Рис. 68. Активные континентальные окраины и островные дуги Тихоокеанского региона [31].

1 — желоба; 2—4 — глубина очагов землетрясений (2 — 0—70 км, 3 — 70—300 км, 4 — 300—700 км); 5 — вулканические цепи



Камчатской островной дуги. На о. Хонсю размещается вулканогенная дуга северо-восточного Хонсю, которая далее на юго-запад сменяется северным продолжением Идзу-Бонинской дуги. В юго-западную Японию (преимущественно на о. Сикоку) протягивается северо-восточное окончание дуги Рюкю. А. Сигимура и С. Уеда полагают, что сложный узел вулканогенных дуг на Японских островах принадлежит двум системам — Западным Японским дугам (дуги Рюкю, Кюсю, Сикоку, Западного Хонсю) и Восточным Японским дугам (северо-восточного Хонсю, Идзу-Бонинская, Марианская и др.). Вулканические олигоцен-четвертичные образования дуг Японских островов располагаются в латеральном ряду, охватывающем Японское море, островную дугу и глубоководный желоб.

Заложение этих дуг, по данным С. Уеды, Т. Мациды и Н. Китамуры, происходило на континентальной коре различного (от докембрийского до мелового) возраста, отчлененной от материка. Японские островные дуги характеризуются увеличенной (до 30–35 км) мощностью континентальной коры (рис. 69). Мощность гранитно-метаморфического слоя максимальна (до 20 км) под осевой частью островной дуги, резко сокращаясь в сторону Японского моря и Тихого океана. Изменчивость характеристик теплового потока и поля силы тяжести, а также химическая зональность вулканогенного пояса (включающего породы толеитовой, известково-щелочной и щелочной серий) показаны на рис. 69.

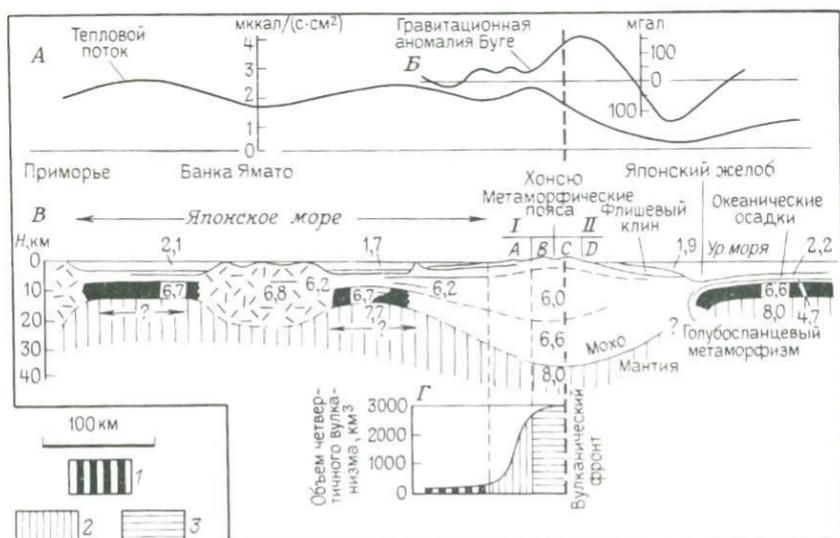


Рис. 69. Разрез от Приморья до Тихого океана через вулканический пояс северо-восточной Японии [5].

А. Тепловой поток. Б. Гравитационные аномалии в редукции Буге. В. Глубинное строение с величинами сейсмических скоростей. Г. Объем и характер четвертичного вулканизма. 1 — известково-щелочная серия и щелочные базальты, 2 — высокоглиноземистые базальты, 3 — толеитовые базальты

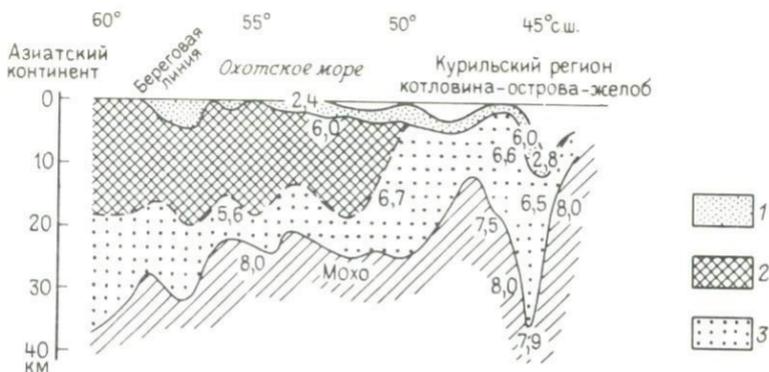


Рис. 70. Строение земной коры в районе Курильской дуги (по С. Уеда).
1 — осадочный слой, 2 — гранитный слой, 3 — базальтовый слой

Курило-Камчатская островная дуга протягивается от о. Хоккайдо до п-ова Камчатка, осложняясь, по данным Г.П. Авдейко, С.Е. Апрелькова, В.К. Ротмана, А.Д. Щеглова и других геологов, многочисленными поперечными разломами. По особенностям геологического строения в ней выделяются Курильский и Камчатский сегменты. Вулканогенные породы первого из них имеют олигоцен-четвертичный возраст и образуют, судя по материалам В.Е. Бевза, Б.Н. Пискунова, В.И. Федорченко и других исследователей, типично островодужную базальт-андезитовую формацию. По глубинному строению Курильский сегмент островной дуги неоднороден. Центральная его часть располагается на океанической коре (рис. 70). В северо-восточной и юго-восточной частях сегмента (в том числе на о. Хоккайдо) предполагается присутствие гранитно-метаморфического слоя. По геофизическим данным (Н.П. Косминская, И.А. Соловьева), мощность земной коры в Курильском сегменте меняется в пределах 8–35 м; в северных Курилах мощность коры достигает 30 км, на южных Курилах она составляет около 20 км, а в центральной части Курильской дуги 8–10 км. Наличие гранитно-метаморфического слоя в северной части Курильской дуги, кроме сейсмических данных, доказывается и находками здесь в ксенолитах гранитно-гнейсов, плагиоклаз-гиперстеновых кристаллических сланцев и кварцитов (В.И. Федорченко, Р.И. Родионова).

В Камчатском сегменте вулканогенной дуги выделяются два звена — Южно-Камчатское и Восточно-Камчатское, разделенные поперечными северо-западными разломами. Первое из них образовано стратовулканами, сложенными вулканитами широкого спектра основности — от базальтов до риолитов. Во втором располагаются стратовулканы, сложенные породами среднего — основного состава, а также вулканотектонические депрессии, заполненные вулканитами кислого состава. Согласно геофизическим характеристикам, земная кора Камчатки близка к континентальному типу. В области Срединного хребта мощность земной коры, по данным С.Т. Балесты и Г.И. Анохина, достигает 40 км, уменьшаясь

к западу до 30, а к востоку — до 15 км; максимальная мощность гранитного слоя (20–22 км) устанавливается в Ганальском хребте.

Существует две точки зрения на природу метаморфических комплексов Срединного и Ганальского хребтов, а следовательно, и фундамента вулканогенного пояса. Согласно одной из них, развиваемой М.С. Марковым, эти комплексы связаны с формированием островных дуг и принадлежат океанической и островодужной стадиям. По трактовке В.А. Шульдинера эти метаморфические комплексы входят в состав древней континентальной коры, фрагменты которой, следовательно, можно предполагать в фундаменте Камчатского сегмента пояса.

Особенности вулканогенных поясов, которые обычно расцениваются как окраинно-континентальные, рассмотрены на примере Южно-Американского и Индо-Синийского регионов.

Миоцен-плейстоценовая активная континентальная окраина Южной Америки (рис. 71) включает Андийский вулканогенный пояс, образованный известково-щелочными вулканитами, которые в тыловой части пояса сменяются породами повышенной щелочности и кислотности, сопровождающимися калиевыми и оловоносными литий-фтористыми гранитоидами [10, 46, 49, 53, 54, 57 и др.]. Этот пояс развивался на очень мощной (60–70 км) континентальной коре. Мощность литосферы под Андами также увеличена (300 км). От позднекайнозойского латерального ряда структур запада Южной Америки значительно отличаются структурные обстановки позднемезозойского — раннекайнозойского времени. В юрско-палеогеновый этап на западной окраине Южной Америки существовала прибрежно-морская ландшафтная обстановка с гирляндами островов, располагавшихся на континентальном фундаменте. Как и на современной окраине, здесь были резко проявлены поперечные разломы, в результате чего вулканогенный пояс распался на ряд сегментов, значительно отличавшихся латеральными рядами структур, направлением пространственной миграции вулканизма и т.д. [10, 42, 64]. Арауканский сегмент этого пояса ряд геологов [42, 54 и др.] расценивают как островодужный, поскольку в его тылу в условиях растяжения формировалась зона с толеитовыми базальтами (см. рис. 71).

Палеогеодинамическую модель развития Южно-Чилийского и Патагонского сегментов рассматриваемой позднемезозойской островной дуги реконструировал М. Суарес [64]. Возникновение окраинного бассейна в тылу вулканогенного пояса, сложенного вулканитами среднего — основного состава, началось, по его мнению, с мантийного диапиризма, приведшего к развитию рифтовой зоны. Формирующиеся в этой зоне долериты и габбро сопровождалось анатектическими выплавками риолитов. Индикатором следующей, продвинутой стадии рифтогенеза в тылу вулканогенного пояса служат толеитовые базальты поздней юры — раннего мела, которые накапливались в условиях краевого бассейна, при отделении островной дуги от Южно-Американского континента (рис. 72).

Таким образом, особенностями позднемезозойского вулканогенного пояса Южной Америки является островодужный его характер и наличие в фундаменте коры континентального типа, хотя отдельные его сегменты,

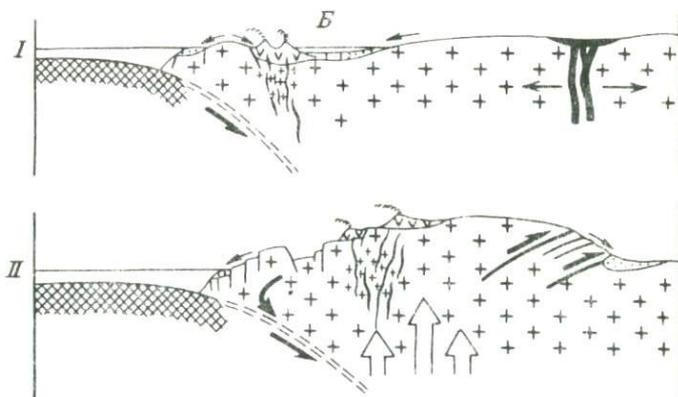
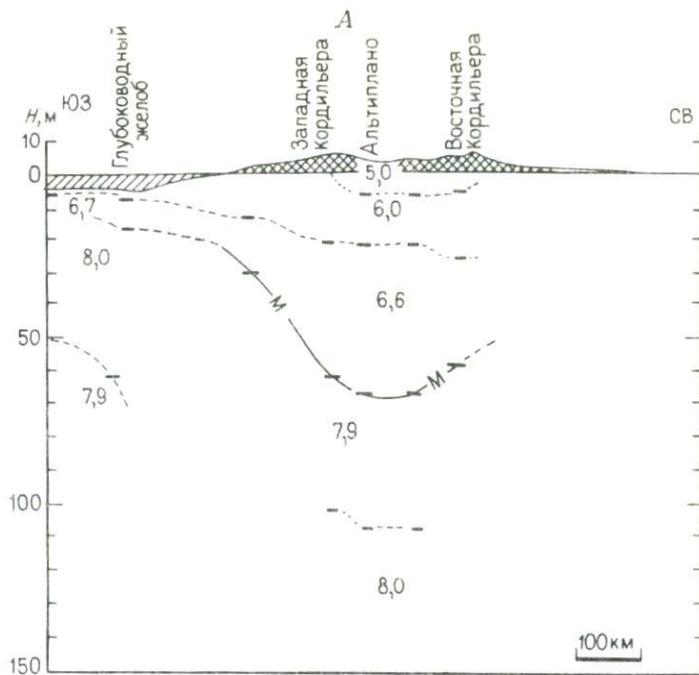


Рис. 71. Геологический разрез западной части Южной Америки. А. Глубинное строение Центральных Анд [54].

Цифрами указаны скорости продольных волн (км/с). Б. Геодинамические обстановки и латеральные ряды структур в Арауканском (позднемезозойско-раннекайнозойском (I) и Андийском позднекайнозойском (II) окраинно-континентальных поясах [9]

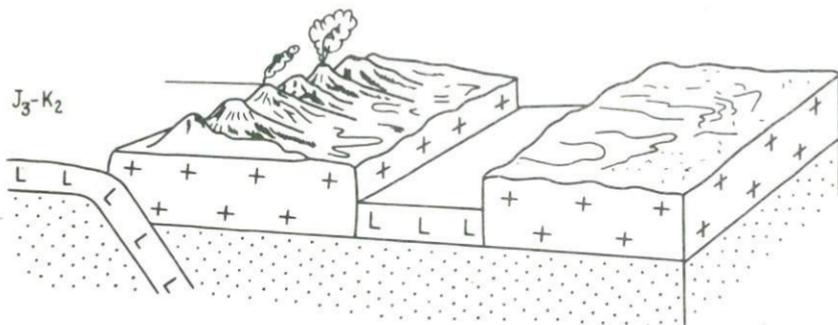
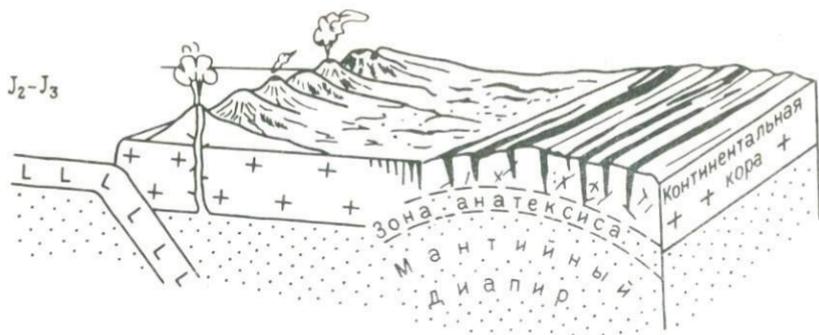


Рис. 72. Тектонические обстановки юрско-мелового вулканизма на юго-западе Южной Америки [64]

как полагает В.Д. Чехович, могли развиваться и на океанической коре. Вполне убедительным представляется мнение тех исследователей, которые обособляют позднемезозойский — раннекайнозойский вулканогенный пояс запада Южной Америки от более молодого Андийского пояса, считая их самостоятельными структурами, тем более что эти пояса различаются и в вещественном отношении.

Примером кайнозойского вулканогенного пояса окраинно-континентального типа в западной части Тихоокеанского кольца обычно считается Зондская губа (рис. 73). Северо-восточнее заложившегося в конце палеогена Зондского глубоководного желоба располагаются чешуйчатого строения невулканическая дуга Ментавайских островов, а также внутренняя вулканогенная дуга, образованная дифференцированными вулканитами известково-щелочной серии и риолитами больших объемов. За вулканогенной дугой на коре континентального типа размещается тыловой прогиб с наземными и прибрежно-морскими отложениями. Данные сейсмического зондирования указывают на переход в пределах приостровного склона от океанической коры (10 км) через переходную (20 км) к континентальной (30–40 км). На этом склоне по сейсмическим данным устанавливается выход сейсмофокальной зоны. Зондская дуга является лишь сегментом более протяженного Индонезийского вулканогенного пояса,

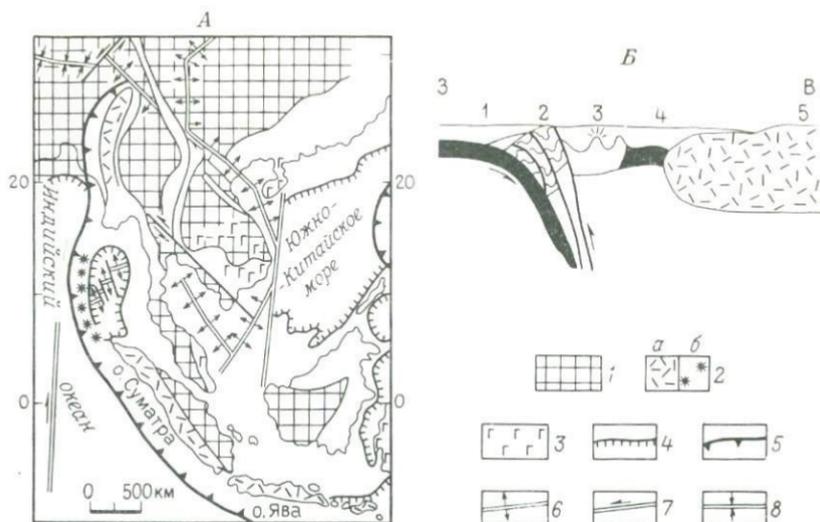


Рис. 73. Тектоническая позиция Андаманского и Зондского вулканогенных поясов. А. Схематическая тектоническая карта. По Ю.Г. Гатинскому, с изменениями. 1 – докембрийская континентальная кора; 2 – известково-щелочные вулканиты; а – Зондского вулканогенного пояса, б – Андаманской островной дуги (подводные вулканы); 3 – щелочные и толеитовые базальты зон рифтогенеза; 4 – границы пассивных окраин; 5 – надвиги, поддвижки (выходы сейсмофокальных зон); 6 – раздвижки; 7 – трансформные разломы; 8 – зоны офиолитового меланжа. Б. Разрез Андаманской островной дуги. По [39] с изменениями). 1 – глубоководный желоб; 2 – невулканическая гряда Андаманских островов чешуйчато-надвигового строения; 3 – действующие вулканы островной гряды; 4 – окраинный морской бассейн; 5 – континент (Малаккский п-ов).

для которого характерно резкое различие в строении отдельных сегментов.

В северном направлении Зондская дуга по простиранию сменяется Андаманской островодужной системой, которая, по данным М. Брокфилда, включает (см. рис. 73) выходящую в глубоководном желобе крутопадающую сейсмофокальную зону чешуйчато-надвигового строения внешнюю невулканическую дугу, вулканогенный пояс, представленный грядой подводных вулканов, и морской окраинный бассейн, где также есть действующие вулканы и где предполагаются условия раздвигания морского дна. Андаманский сегмент в отличие от Зондского развивается на океанической коре. Такой же субстрат, по данным Е. Силвера и Р. Смита, характерен и для дуги Банда, сменяющей Зондскую дугу на востоке.

Таким образом, анализ ряда вулканогенных поясов Тихого океана показал большое разнообразие обстановок их развития, не вмещающиеся в традиционно используемые тектонотипы. Общим и наиболее определяющим элементом всех рассмотренных выше тектонических обстановок, включающих вулканогенные пояса, является наличие сейсмофокальных зон. Существенные же отличия этих обстановок определяются двумя

факторами: различным положением вулканогенных поясов относительно континентов и океанов и особенностями строения литосферных плит, на которых закладываются указанные пояса. В связи с этим довольно неоднозначными представляются широко распространенные термины, обозначающие две обычно противопоставляемые тектонические обстановки — "андийская окраинно-континентальная" и "островодужная".

Если первый из этих терминов заключает информацию об обоих выше указанных факторах (правда, с некоторой неточностью, рассмотренной ниже), то второй по сути свидетельствует лишь об определенной структурно-ландшафтной обстановке — морской и прибрежно-морской, обусловленной наличием в тылу островной дуги окраинного бассейна (возникшего или пассивно при воздымании дуги, или в результате растяжения в ее тылу), не сообщая однозначно о тектонической позиции входящего в эту обстановку вулканогенного пояса. Чаще всего для островодужных поясов предполагается внутриокеаническое положение (хотя, в противоположность окраинно-континентальным поясам, этот важный признак никоим образом в их названии не отражен). Однако вышеприведенные данные показывают, что островодужную ландшафтную обстановку могут приобретать и окраинно-континентальные пояса, при возникновении тыловых прогибов, причем разная степень выраженности последних в отдельных сегментах пояса предопределяет возможность перехода по простиранию островодужных поясов в окраинно-континентальные. Кроме того, выше рассмотрены примеры поясов, которые в своем размещении пересекают как океанические, так и континентальные структуры.

Из этого следует вывод о разнообразии субстрата, на котором закладываются островодужные вулканогенные пояса; их фундаментом может служить земная кора самого различного строения, а нередко такие пояса обладают вообще мозаичным субстратом. Известны случаи заложения островодужных поясов на консолидированном континентального типа фундаменте, в связи с чем возникла тенденция разделять их на энсиалические и энсиматические, хотя при этом, во-первых, остается не уточненным субстрат поясов первой из указанных групп, а во-вторых, полностью исключается из рассмотрения важная и широко распространенная группа островодужных поясов, обладающих гетерогенным фундаментом.

Что касается термина "андийская окраинно-континентальная обстановка", то он не является всеобъемлющим для активных окраин континентов по той причине, что кора континентальных окраин (как и литосферы в целом) далеко не всегда обладает таким же строением, как на западе Южной Америки. Не менее распространены случаи, когда в результате этапов тектонической аккреции к континентальным окраинам причленяются блоки коры переходного (субконтинентального) типа, например, при коллизии с континентами островных дуг. Формирующиеся на таком субстрате вулканогенные пояса, являясь, несомненно, окраинно-континентальными, тем не менее существенно отличаются по составу от вулканогенных формаций Андийского пояса (см. главу IV). Это требует дополнить характеристику тектонической позиции окраинно-континентальной

нентальных вулканогенных поясов сведениями о степени континентальной зрелости (уровне развития гранитно-метаморфического слоя), на котором закладываются вулканогенные пояса. Поэтому нередко понятие "энсиалический пояс" становится неопределенным, требующим уточнения типа коры в фундаменте пояса.

При классификации обстановок формирования вулканогенных поясов (связанных с сейсмофокальными зонами) нами учтены два уже упомянутых признака – размещение поясов по отношению к континентам и океанам, а также характер фундамента перед их заложением (табл. 12). По первому признаку можно выделить следующие три группы вулканогенных поясов: 1) целиком располагающиеся в пределах океана – внутриокеанические (например, Тонга-Кермадек); 2) занимающие окраины континентов различного строения – окраинноконтинентальные (например, Охотско-Чукотский); 3) размещающиеся частично на окраинах континентов, частично в периокеанических условиях – окраинные континентально-океанические (например, Курило-Камчатский).

Фундамент в вулканогенных поясах этих трех групп отличается большим разнообразием, а чаще вообще гетерогенен. Внутриокеанические пояса закладываются на коре океанического и переходного (субокеанического, субконтинентального) типов, а кроме того, имеют и мозаичный фундамент, состоящий из блоков коры переходного и океанического типов, либо переходного, океанического и континентального. Следует отметить, что пояса со сложным строением фундамента, скорее, являются правилом, а не исключением. Материалы Г.И. Говорова, К.Ф. Сергеева, М.Н. Шапира и других показывают, что сиалические блоки в пределах океанского ложа имеют гораздо более широкое распространение, чем это принято считать.

Окраинно-континентальные пояса в субстрате могут иметь любой тип коры, встречающейся на континентах – переходный (субконтинентальный) с разным уровнем развития гранитно-метаморфического слоя, а также разновозрастный континентальный. По строению фундамента в группе окраинно-континентальных поясов выделено три типа, развивающиеся на коре: переходной (Камчатско-Корякский), континентальной (Андийский), гетерогенной, включающей блоки переходной и разновозрастной континентальной коры (Охотско-Чукотский). Таким образом, окраинно-континентальные пояса характеризуются большим разнообразием в отношении строения фундамента, в связи с чем андийский тектонотип вулканогенного пояса, развивающегося на мощной континентальной коре, является лишь частным случаем окраинно-континентальных поясов. Отсюда следует вывод о неправомерности отнесения Охотско-Чукотского пояса к андийскому тектонотипу, как это нередко делается в публикациях, поскольку эти пояса различаются строением субстрата.

Наконец, последняя в этом ряду группа вулканогенных поясов – окраинная континентально-океаническая – характеризуется наибольшей гетерогенностью фундамента, поскольку эти пояса формируются и на континентальных, и на океанических структурах, сменяющихся по простиранию поясов (Индонезийский, Курило-Камчатский).

Обстановки формирования вулканогенных поясов, связанных с сейсмофокальными зонами

Обстановки				Магматизм	Примеры вулканогенных поясов	
Преобладающие структурно-ландшафтные	Тектонические		Тип коры в фундаменте поясов (при их возникновении)			
	Положение относительно континентов и океанов					
Прибрежно-морская и морская островодужная, обусловленная активно или пассивно возникшим тыловым прогибом (окраинным бассейном)	Внутриокеаническая	Океанический		Толейтовый (островодужный), известково-щелочной пониженной щелочности	Тонга-Кермадек	
		Переходный				
		Гетерогенный	Переходный			
			Океанический			
	Окраинная континентально-океаническая	Гетерогенный	Океанический	Известково-щелочной, риолитовый	Идзу-Бонин	
			Континентальный			
		Гетерогенный	Континентальный		Толейтовый (островодужный), известково-щелочной нормальной и пониженной щелочности	Индонезийский
			Переходный			
			Океанический			
			Переходный			
Окраинно-континентальная	Переходный		Известково-щелочной нормальной и повышенной щелочности, риолитовый	Андийский		
	Континентальный					
	Гетерогенный	Континентальный				
		Переходный			Известково-щелочной	
			Охотско-Чукотский			

Таким образом, из вышесказанного следует, что, во-первых, широко распространены вулканогенные пояса с мозаичным, гетерогенным субстратом, а во-вторых, сиалические в целом субстраты существенно разнятся между собой. Необходимость разграничения субстратов вулканогенных поясов диктуется тем, что характер глубинного строения определяет особенности состава магматических продуктов поясов, а также ту роль которую играют эти пояса в эволюции земной коры.

ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ, ВЛИЯЮЩИЕ НА СОСТАВ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОЯСОВ

Уже давно геологи обратили внимание на различие состава пород вулканогенных поясов, формирующихся на коре разного строения, что нашло отражение в работах Г. Броуна, О.Н. Вольнца, Г. Гастила, М.Г. Ломизе, А. Миасиро, М.Н. Нагибиной, Б.Н. Пискунова, Э.Н. Пополитова, В.К. Ротмана, В.И. Федорченко, В.Н. Шилова, В.А. Шульдинера, А.Д. Щеглова, П. Якиша и А. Уайта и других исследователей. Установлено [58], что вулканиды известково-щелочной серии преобладают в островных дугах, имеющих в субстрате гранитно-метаморфических слоев, а также в окраинно-континентальных поясах; породы толеитовой серии наиболее типичны для островных дуг, развивающихся на океанической коре (рис. 74). С увеличением мощности земной коры в формирующихся на ней вулканогенных поясах отмечается тенденция возрастания содержания кремнезема и калия и величины FeO^*/MgO . Аналогичная тенденция установлена [3] и для суммарной щелочности (рис. 75).

Вулканиды островодужных поясов с различным типом фундамента различаются и геохимическими свойствами. Так, толеитовые базальты дуги Тонга характеризуются более низкими содержаниями литофильных элементов (K, Rb, Ba, Sr и др.) по сравнению с породами Камчатки и Японии [19]. Толеиты Идзу-Бонинской и Курильской дуг по сравнению с вулканидами северо-восточной Японии обладают, по данным И. Масуды, более низкими значениями отношения Li/Yb , Th/U и обеднены легкими редкоземельными элементами.

Окраинно-континентальные пояса, фундамент которых по сравнению с поясами других групп в целом обладает большей континентальной зрелостью, отличаются возрастанием степени дифференцированности магматических продуктов и увеличением роли конечных членов ряда дифференциации кислого состава [58], повышением содержания суммы щелочей, калия, литофильных редкоземельных элементов, а также величины начальных отношений изотопов стронция [39, 48, 49, 53 и др.].

Еще одно отличие окраинно-континентальных поясов заключается в развитии больших объемов самостоятельных риолитовых формаций. В островных дугах подобное явление имеет место только там, где в фундаменте присутствуют блоки континентальной коры, например, на островах Японии (дуга Рюкю). Однако все эти особенности неодинаково проявлены в окраинно-континентальных поясах, развивавшихся на разном субстрате. В главах III и IV было показано, что породы Охотско-Чу-

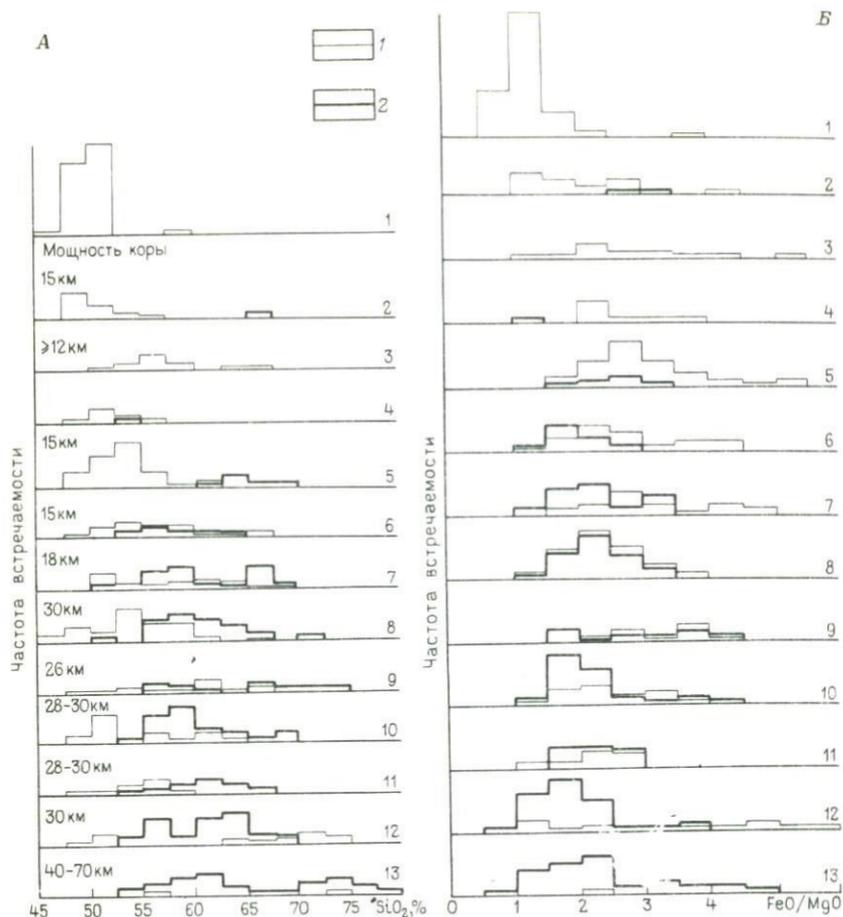


Рис. 74. Особенности распределения вулканогенных образований островодужных и окраинно-континентальных поясов [58].

Распределение вулканических пород с различным содержанием SiO_2 (А) и с различным отношением FeO/MgO (Б) в островодужных и окраинно-континентальных поясах в зависимости от мощности земной коры.

1 – толеитовая серия, 2 – известково-щелочная серия. Цифрами обозначены: 1 – океаны, включая срединно-океанические хребты; 2 – о-ва Кермадек, 3 – о-ва Тонга, 4 – Марианские о-ва (север); 5 – внешняя зона Идзу-Бонинской островной дуги; 6 – Центральные Курилы; 7 – Южные Курилы; 8 – Северные Курилы; 9 – Западный Хоккайдо; 10 – Северная Япония (внешняя зона), 11 – Северная Япония (внутренняя зона), 12 – Каскадные горы, 13 – Центральные Анды

котского пояса, в фундаменте которого, наряду с континентальной корой, присутствует и кора переходного типа, от вулканитов Камчатско-Корякского пояса в целом отличаются более высоким уровнем литофильных элементов и гораздо большими объемами пород кислого состава. В породах Камчатско-Корякского пояса, развивавшегося на коре переходного

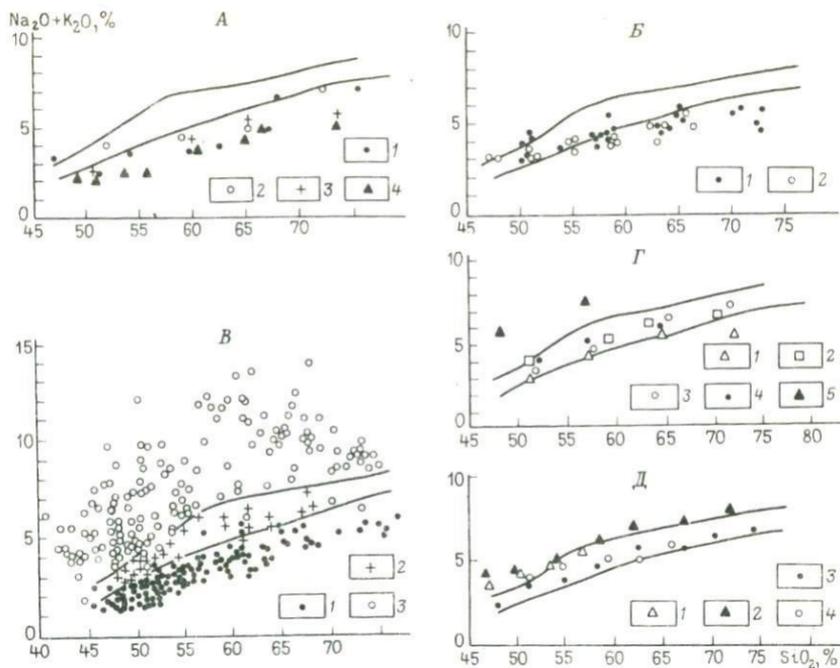


Рис. 75. Соотношение суммы щелочей и кремнезема в вулканогенных поясах Тихоокеанского колыца [3].

А. Четвертичные вулканы. 1 – Идзу-Бонинская дуга, 2 – Малая Антильская дуга, 3 – дуга Скоша, 4 – дуга Тонга – Кермадек.

Б. Породы Курильских островов: 1 – неогеновые, 2 – четвертичные.

В. Неоген-четвертичные породы Японии: 1 – толеиты, 2 – высокоглиноземистые базальты, 3 – щелочнобазальтовая серия.

Г. Неогеновые породы Камчатки. 1 – плиоцен Восточно-Камчатского пояса, 2–4 – Центрально-Камчатский пояс (2 – ранний миоцен, 3 – средний миоцен, 4 – поздний миоцен и плиоцен), 5 – щелочные породы Тигильской зоны.

Д. Четвертичные породы Камчатки: 1–2 – Центрально-Камчатский пояс (1 – позднечетвертичные и голоценовые, 2 – ранне-среднечетвертичные), 3 – Центрально-Камчатская депрессия, 4 – Восточно-Камчатский пояс

типа, отмечены довольно низкие содержания калия и рубидия, а также повышенные значения элементов группы железа, и, таким образом, по химической характеристике этот пояс занимает промежуточное положение между Курило-Камчатским и Охотско-Чукотским вулканогенными поясами.

Однако в вулканитах последнего содержание калия и редкоземельных элементов ниже по сравнению с породами формирующегося на мощной континентальной коре Андийского пояса. В породах Андийского пояса содержатся повышенные количества калия, кремния, рубидия и стронция, коррелирующие с большой мощностью континентальной коры. Высокие величины начальных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ достигающие 0,713 (рис. 76),

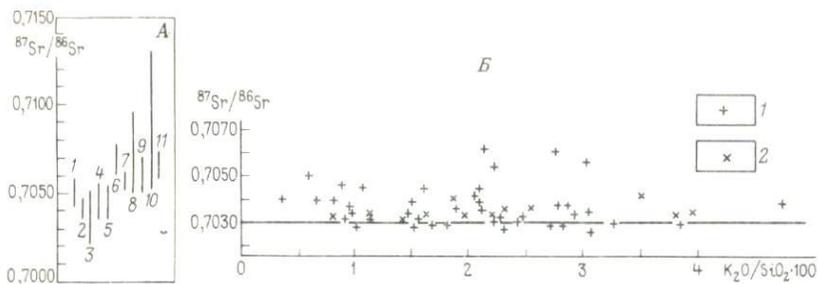


Рис. 76. Величины изотопных отношений стронция в вулканогенных поясах.

А. Изменение начальных изотопных отношений стронция в вулканогенных образованиях Анд [9]. 1 – вулканические и интрузивные породы юры (0,07041–0,7059), вулканические (2) и интрузивные (3) породы нижнего мела (0,7022–0,7051), вулканические (4) и интрузивные (5) породы верхнего мела-палеогена (0,7032–0,7057) 6–11 – породы плиоцена-антропогена (0,7050–0,7130).

Б. Корреляция величин отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2 \cdot 100$ в породах островных дуг. По [18], с изменениями. 1 – Японская дуга (о. Хоккайдо), 2 – Курило-Камчатская дуга

расцениваются как указание на значительное участие в магмообразовании сиалического материала. Это же отношение в породах Курило-Камчатского региона находится в интервале 0,703–0,704 [33]. Однако уже в вулканах Японской дуги, размещающихся на консолидированном основании (о. Хоккайдо), величина указанного отношения достигает 0,706, хотя в большинстве пород этого пояса она близка к значению 0,703 (см. рис. 76).

Различается состав вулканитов не только в поясах с разным строением коры, но и в пределах одного пояса, если отдельные его сегменты отличаются глубинным строением; так вулканы большей, южной части Идзу-Бонинской дуги, развивающейся на тонкой океанической коре, сложены, как отмечалось, андезито-базальтами и базальтами толеитовой серии с небольшой долей (14 %) известково-щелочных пород. Северная же часть этой дуги, располагающаяся на коре континентального типа (о. Хонсю), включает породы с более высоким содержанием щелочей, прежде всего, калия (рис. 77).

Обнаружены существенные различия пород Камчатского и Курильского сегментов единой дуги [22]. В вулканитах первого из них, имеющего консолидированный субстрат, наблюдается более высокое содержание щелочей и глинозема; отличаются они и типом дифференциации: породам Курильского сегмента свойственны тренды с резким уменьшением содержания глинозема и без существенного накопления щелочей, тогда как породы Камчатки образуют тренды, типичные для известково-щелочной серии. В плагиоклазах вулканитов Камчатского сегмента установлено более низкое содержание анортзитовой составляющей (см. рис. 77); кроме того, в породах этого сегмента выше уровень литофильных редкоземельных элементов [19]. Развивающиеся на меланократовом основа-

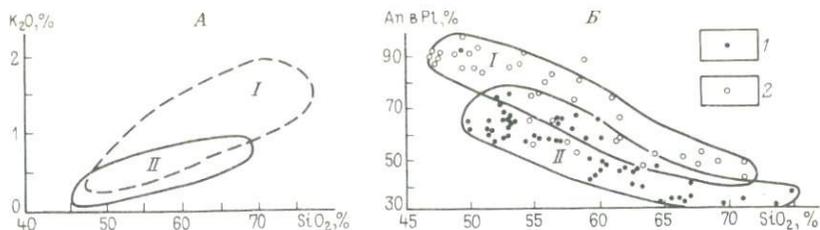


Рис. 77. Характер изменения состава вулканических пород.

А. Содержание оксида калия в вулканических породах вулкана Хакоме, Японии (I) и внешней зоны Идзу-Бонинской дуги (II) [10].

Б. Вариации содержаний анортитовой составляющей в плагиоклазах вулкаников Курильского (I) и Камчатского (II) сегментов Курило-Камчатского вулканогенного пояса [18]. 1 – породы повышенной щелочности; 2 – породы пониженной щелочности

нии породы Центральных Курил отличаются низкой калиевостью и большей основностью не только от вулкаников Камчатки, но и от пород Хоккайдо, где установлено присутствие гранитно-метаморфического слоя.

Подобного рода закономерности изменения состава вулкаников наблюдаются и в окраинно-континентальных поясах. Так в юго-западной и северо-восточной частях Охотско-Чукотского пояса, развивавшихся на дорифейской континентальной коре, в вулканиках выше щелочность, калиевость, значительно увеличиваются объемы риолитов. Корреляция между составом вулкаников и характером субстрата отмечена П. Франсисом, С. Мучбата и Р. Торпа и для Андийского пояса: андезиты севера Чили, где мощность континентальной коры достигает 70 км, характеризуются величиной отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0,706–0,707, тогда как в Эквадоре, где мощность коры уменьшается до 40–50 км, аналогичная величина в андезитах составляет 0,704, что сопровождается снижением в породах количества кремнезема.

Корреляция состава вулканогенных поясов и их глубинного строения обусловлена, вероятно, комплексом взаимодействующих факторов. Роль фундамента (в широком смысле этого слова) в формировании магматических пород двояка, поскольку в магнообразовании участвуют и кора, и мантия. Наиболее очевидна корреляция составов палингенных расплавов и того субстрата, в пределах которого осуществляется процесс анатексиса. При этом следует иметь в виду, что указанному процессу могут подвергаться не только породы непосредственно фундамента вулканогенных поясов в надвигающейся плите, но и те сиалические массы, которые могли попасть в зону субдукции с плитой поддвигающейся. Не защищены от влияния коры и локализующиеся в ней промежуточные очаги мантийной магмы. Что же касается расплавов, поступающих в пояса непосредственно из мантии, то их состав определяется мантийной латеральной неоднородностью, причина которой до конца еще не выяснена.

Корреляция состава магматических формаций поясов и характера субстрата весьма многозначна. В частности, на состав мантийного клина, располагающегося над сейсмофокальной зоной, влияют поступления

флюидов из этой зоны, вследствие чего состав этой области мантии становится более кислым, щелочным и радиогенным [8, 19, 48]. При этом немаловажным фактором оказывается скорость и длительность процесса субдукции, что рассмотрено ниже. Кроме того, на состояние мантийного клина над сейсмофокальной зоной, а следовательно, и на состав мантийных очагов, влияют и энергетические запасы (температура) поддвигающейся океанической плиты, меняющиеся, в частности, в зависимости от ее возраста [48].

Имеется ряд факторов, осложняющих корреляцию состава вулканогенных поясов и их субстрата. Так, например, большое влияние на состав магматических продуктов оказывает угол наклона сейсмофокальной зоны, который обуславливает различную глубину размещения магматических очагов в мантии, а также различную длину пути к поверхности флюидов и мантийного вещества и, следовательно, разный состав конечных магматических пород.

Таким образом, состав вулканогенных образований, в конечном счете, зависит от суммарного эффекта многих факторов. При этом факторы, обусловленные влиянием субстрата (латеральной неоднородностью коры и мантии), дополняются рядом других – углом наклона поддвигающейся плиты, скоростью и длительностью субдукции и т.д. Определение доли влияния каждого из них на конечный состав возникающих магматических продуктов – самостоятельная петрологическая проблема, которая в настоящее время далека от своего разрешения.

ПРОЧИЕ ФАКТОРЫ, ОБУСЛОВЛИВАЮЩИЕ СПЕЦИФИКУ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОЯСОВ

Из анализа строения позднемезозойских – кайнозойских вулканогенных поясов обрамления Тихого океана и континентов следует, что каждому из них присущи индивидуальные особенности: разные сочетания и различный характер размещения по площади отдельных тектонических структур латерального ряда, изменчивость ширины и строения внутреннего склона желоба, разный наклон сейсмофокальных зон, меняющийся не только от одного пояса к другому, но и в различных сегментах единого пояса [10, 44 и др.] .

Выше уже отмечалось существенное влияние наклона сейсмофокальных зон на состав вулканитов. Между тем этот фактор определяет также размещение и ширину вулканогенных поясов, ширину и морфологию преддугового склона, а по некоторым воззрениям, обуславливает и появление тыловых прогибов и окраинных морей. Наклон сейсмофокальных зон формируется в силу комплекса причин, главными из которых являются, по-видимому, свойства погружающейся плиты (ее возраст, температура, плотность, мощность). Так, мощная пластина плотной древней литосферной плиты характеризуется, как правило, крутым углом наклона при погружении в зону субдукции (А. Митчелл, М. Гарсон). Однако этот наклон зависит и от кинематических условий на границе конвер-

гентных плит – их быстрое сближение приводит к выполаживанию зоны Беньофа [44].

Скорость сближения литосферных плит влияет и на морфологию структур латерального ряда; возрастание этой скорости приводит, в частности, к увеличению ширины внутреннего склона желоба. Ширина этого склона может возрастать и за счет интенсивного осадконакопления при сносе с воздымающихся вулканической и невулканической гряд; в этом случае ось глубоководного желоба мигрирует мористее. Вероятно, такой способ формирования аккреционного клина в глубоководном желобе является наиболее распространенным, тогда как случаи "сдирания" осадков с погружающейся плиты единичны.

Развитие вулканогенных поясов на конвергентных границах литосферных плит чаще всего происходит в обстановке сжатия, что вызывает возникновение вергентных в сторону желоба зон чешуйчато-надвиговых структур (невулканических дуг) перед фронтом этих поясов. Ширина и сложность строения таких зон обнаруживают положительную корреляцию с величиной сжатия, скоростью сближения плит и длительностью этого процесса. В настоящей работе это показано на примере позднемезозойских – раннекайнозойских вулканогенных поясов северо-запада Тихоокеанского кольца. Однако обнаружено (Ж. Обуэн, Р. Бланше), что взаимодействие конвергентных плит может сопровождаться не только сжатием, но и растяжением, что приводит к появлению в пределах надвигающейся плиты структур растяжения – тыловых прогибов, а также грабенов, осложняющих вулканогенный пояс и внутренний склон желоба.

В связи с этим Ж. Обуэн [15] предлагает выделять два типа активных континентальных окраин: со сжатием и растяжением. Эту точку зрения разделяет С. Уеда, противопоставляющий характерный для окраинно-континентальных поясов Чилийский тип субдукционных зон со сжатием внутриокеаническому островодужному Марианскому типу, развивающемуся в режиме растяжения. Эти два геодинамических режима взаимодействия сближающихся плит предопределяют, по мнению С. Уеды, характер распределения на границах плит региональных напряжений (а следовательно, и структур латерального ряда), теплового и флюидного потоков, особенностей аккреции и эрозии, а по воззрениям О.А. Богатикова, Л.П. Зоненшайна и В.И. Коваленко – и состав вулканогенных поясов: в условиях растяжения (вызванного слабым сцеплением плит) накапливаются толеиты, а в режиме сжатия (сильное сцепление) – известково-щелочные расплавы.

Приведенные в предыдущих главах данные показывают, что надвигающаяся плита характеризуется обычно сочетанием зон сжатия и растяжения. Непосредственно в области вулканогенного пояса (как в магмогенерирующих, так и в магмоподводящих участках) могут проявляться различные напряжения, что отражается на характере и составе магматизма (см. табл. 11). Особенности взаимодействия плит, способствующие возникновению различных геодинамических режимов на их границах, связываются со свойствами этих плит (особенно погружающейся), ско-

ростью надвигающейся плиты, а также с характером давления поровых жидкостей в зоне субдукции (С. Уеда, Р. Ван-Хьюне).

Однако своеобразие структур латеральных рядов, включающих вулканогенные пояса, может вызываться и другими причинами. В этих поясах наряду со структурами, генетически связанными с магматизмом границ сближающихся плит, могут возникать дислокации, являющиеся или следствием тектонических движений в смежных областях, или результатом совмещения в поясах различных геодинамических обстановок (например, вследствие осложнения надвигающейся плиты процессами рифтогенеза или коллизии — см. главы V и VI).

Своеобразие состава вулканогенных образований, слагающих пояса, обуславливается не только составом коры и мантии, но и длительностью процесса субдукции. При коротком временном интервале развития вулканогенного пояса сколько-нибудь значительная эволюция мантийных расплавов не успевает проявиться. Вот почему во многих поясах не обнаруживается существенного изменения состава вулканитов в вертикальном их разрезе. Так, например, В.К. Ротман и И.Н. Гольинко [22] показали устойчивость петрохимической специфики магматических расплавов в процессе эволюции отдельных вулканогенных поясов и отсутствия сближения свойств магматических пород поздних стадий развития "юных" дуг с породами "зрелых" дуг.

Однако чем продолжительнее субдукция, тем полнее осуществляется дифференциация магмы как в мантийном, так и в коровом очагах, что непосредственным образом влияет на состав магматических формаций. Наиболее четко это проявилось в Андийском, Малайском и Катазиатском поясах, в вулканитах которых наблюдается возрастание во времени содержания литофильных элементов, величины изотопных стронциевых отношений, роли кислых и умеренно кислых разностей — крайних членов дифференциации мантийной магмы, объема риолитовых формаций, обусловленных коровым анатексисом [10, 40 и др.]. Длительность субдукции способствует, в конечном счете, увеличению латеральной неоднородности коры и верхней мантии.

Размещение в вулканогенных поясах фаций различной глубинности в значительной мере зависит от характера распределения на площади поясов региональных зон сжатия и растяжения: в первых из них преобладают интрузивные и субвулканические фации вулcano-плутонических ассоциаций, во вторых — наземные. Эта закономерность корректируется, естественно, свойствами самих магматических расплавов.

Таким образом, основными факторами, обуславливающими специфику тектонических обстановок формирования вулканогенных поясов, их морфологию и состав, являются: характер субстрата (строение, состав, мощность земной коры и верхней мантии надвигающейся и поддвигающейся литосферных плит); характер взаимодействия, скорость и длительность сближения двух плит; свойства поддвигаемой плиты; угол наклона сейсмофокальных зон; характер распределения зон сжатия и растяжения в надвигающейся плите (включая магмогенерирующие и магноподводящие области). Этот комплекс сложно взаимодействующий

ших факторов, определяющих индивидуальные черты вулканогенных поясов, нередко сочетается с дополнительными факторами, вызванными наложением на обстановку сближения литосферных плит геодинамических режимов иного характера.

Глава VIII

ИСТОРИКО-ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОЯСОВ

Происхождение вулканогенных поясов нередко ставят во взаимосвязь с фундаментом, причем предполагается, что их появление возможно только на определенных этапах развития структур земной коры, составляющих этот фундамент; в таком понимании возникновение вулканогенных поясов предопределено предшествующим тектоническим режимом их субстрата. Развивается и другая точка зрения, согласно которой вулканогенные пояса в генетическом отношении от субстрата никоим образом не зависят и появляются при определенном сочетании синхронных, парагенетически связанных структур единого латерального ряда. В некоторых концепциях допускается, что одни вулканогенные пояса причинно связаны со структурами вертикального ряда земной коры, другие — латерального. Встает вопрос — носят ли оба эти признака структурного положения вулканогенных поясов генетический характер или один из них отражает лишь факт пространственного совмещения структур различной генетической природы?

Анализ положения мезозойских поясов (Охотско-Чукотского, Казанского, Японского, Аляскинского, Кордильерского и Арауканского) привели М.Г. Ломизе, Ю.Г. Гатинского и автора настоящей работы к выводу, что "... эти пояса отчетливо наложены на различные структурные элементы. Их самостоятельность, независимость от структурного плана и развития более древних палеозойских активных зон подчеркивается также более или менее длительным разрывом во времени между стабилизацией этих зон и первыми проявлениями вулканизма. Вместе с тем отсутствует какая-либо закономерная связь их и с более молодыми кайнозойскими островными дугами, которые или секут вулканогенные пояса (Япония), или сдвинуты далеко внутренние части Тихого океана" [3, с. 118]. О наложенном характере вулканогенных поясов свидетельствуют многие публикации, в том числе М.С. Нагибиной и Е.Н. Меланхолиной по Восточно-Азиатской системе окраинно-континентальных поясов, а также В.К. Ротмана и М.Н. Шапиро по Курило-Камчатскому поясу. М. Суарез [64] отмечает несогласное залегание кайнозойского Андийского пояса на более раннем, мезозойско-раннекайнозойском, вулканогенном поясе запада Южной Америки. Ж. Обузи и Р. Бланше, исходя из данных бурения, подчеркивают структурную и генетическую разобщенность

позднекайнозойских и мезозойских — раннекайнозойских вулканогенных поясов Тихоокеанского региона.

Таким образом, если ставить Охотско-Чукотский пояс в причинно-следственную связь со структурами фундамента, то он предстанет как генетически разнородное образование, отдельные части которого следует рассматривать как структуры различных тектонических этапов развития Земли: раннеорогенного, позднеорогенного и даже этапа тектоно-магматической активизации древней континентальной коры. Однако вряд ли появление несомненно единого в структурном отношении Охотско-Чукотского пояса было предопределено столь различными причинами; реальнее предположить здесь действие какого-то одного фактора.

Материалы по вулканогенным поясам Тихоокеанского кольца свидетельствуют о наложенном, структурно и генетически независимом положении этих поясов по отношению к подстилающим их образованиям. Примеры структурного соответствия этих поясов (или их частей) отдельным только что сформировавшимся складчатым зонам не могут рассматриваться в качестве доказательств генетической преемственности поясов с фундаментом. Приведенные данные демонстрируют отсутствие временной закономерности в появлении вулканогенных поясов в зависимости от развития фундамента, равно как и отсутствие предопределенности их возникновения в связи с тектоническим режимом предшествующего образованию пояса этапа.

Структурная позиция вулканогенных поясов позволяет связывать их генезис с процессами, происходящими на границах сближающихся литосферных плит, вдоль которых эти пояса размещаются. Наиболее убедительной представляется генетическая обусловленность вулканогенных поясов сейсмофокальными зонами, связь магматических очагов с которыми у большинства исследователей не вызывает сомнения. Зависимость вулканогенных поясов от сейсмофокальных зон подтверждается рядом геолого-геофизических наблюдений, в том числе их магматической асимметрией, коррелирующей с положением этих зон в пространстве. Эти сейсмофокальные зоны формируются вследствие надвига-поддвига двух литосферных плит, что сопровождается, как было продемонстрировано выше на материалах по северо-западной части Тихоокеанского кольца, интенсивным тектоническим сжатием фронтальной части надвигающейся плиты и возникновением линейных зон чешуйчато-надвиговых структур.

Если исходить из генетической связи вулканогенных поясов с явлениями тектонической активности на границе литосферных плит, то становится объяснимым дискордантный характер размещения вулканогенных поясов, поскольку в тылу сейсмофокальной зоны могут оказаться блоки земной коры любой степени континентальной зрелости.

В концепции тектоники плит, объясняющей возникновение вулканогенных поясов определенной, синхронной вулканизму тектонической и геодинамической обстановкой, приводящей к взаимодействию границы литосферных плит, практически отрицается сколько-нибудь существенное отражение в этой обстановке геологической предыстории. Это положение пришло в противоречие с выводами геологов и тектонистов, которые на материалах по многим регионам Земли получили убедительные доказательства стадийности развития земной коры и закономерной смены в

вертикальном ее разрезе магматических образований того или иного состава, что явилось весомым результатом разработки теории геосинклиналей.

Если для понимания генетической природы вулканогенных поясов строение фундамента не является определяющим фактором, то, как было показано выше, состав вулканогенных формаций, слагающих эти пояса, обнаруживает несомненную зависимость от их субстрата. Обладая генетической связью с определенными латеральными обстановками, вулканогенные пояса вместе с тем в своих формациях отражают черты предшествующих этапов развития региона, в пределах которого они возникли. Это выражается в существенном влиянии на состав магматических продуктов того субстрата, который формировался перед заложением поясов. Указанные признаки связи вулканогенных поясов с их субстратом проявятся тем резче, чем полнее пройдут процессы корового и мантийного магмообразования и магматической дифференциации, что зависит от длительности проявления и стабильности геодинамической обстановки, предопределяющей формирование вулканогенных поясов.

Учитывая большую роль горизонтальных перемещений при формировании фундамента того или иного вулканогенного пояса и возможность тектонического совмещения значительно удаленных разнородных блоков земной коры, следует иметь в виду, что пояса могут запечатлевать в своем составе сложную геологическую предысторию крупных, неоднородно построенных и различно развивавшихся сегментов Земли, испытавших аккрецию перед возникновением поясов. Это показывает сложность проблемы выявления корреляции между составом вулканогенных поясов и их глубинным строением.

Итак, если в структурном отношении вулканогенные пояса могут занимать самое разнообразное положение в вертикальном ряду структур земной коры, то образующие их различного состава вулканогенные формации занимают в этом ряду строго определенное положение. В связи с этим не сам факт появления вулканогенных поясов, а именно состав слагающих их формаций является индикатором характера фундамента, степени континентальной его зрелости перед заложением поясов (при этом следует иметь в виду такие факторы, осложняющие рассматриваемую корреляцию, как степень крутизны сейсмофокальной зоны, характер неоднородности мантии и т.д.).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Из результатов изучения состава и строения позднемезозойских – раннекайнозойских вулканогенных образований зоны перехода континент – Тихий океан, а также из анализа особенностей размещения этих вулканогенных образований в латеральных и вертикальных рядах структур, формирующих земную кору, следует ряд выводов.

1. В периокеанических частях Тихого океана (включая и континентальное его обрамление) нередко происходит интерференция образований нескольких магматических серий, формирующихся в различных геодинамических и тектонических обстановках и входящих в состав разных, генетически друг с другом не связанных тектонических структур. Примером может служить территория Охотско-Чукотского окраинно-континентального вулканогенного пояса, в пределах которой в одном вертикальном ряду совмещены образования следующих магматических серий: островодужной толеитовой (позднеюрско-неокомовый Удско-Мургальский вулканогенный пояс, размещающийся в фундаменте Охотско-Чукотского), известково-щелочной и анатектической риолитовой (собственно альб-сенонский Охотско-Чукотский вулканогенный пояс), щелочно-базальтовой (маастрихт-эоценовая бимодальная ассоциация с преобладанием базальтоидных формаций, залегающих в грабенах, которые нарушают структуры Охотско-Чукотского пояса). Другой пример совмещения в казалось бы едином вертикальном ряду вулканогенных пород различной генетической природы представляет территория позднеэоценово-раннемиоценового Камчатско-Корякского вулканогенного пояса. В его фундаменте размещаются накапливавшиеся в грабенах маастрихт-эоценовые базальтоиды щелочнобазальтовой серии, которые перекрываются вулканидами известково-щелочной и риолитовой серий, слагающими собственно Камчатско-Корякский пояс.

Выявление степени генетической однородности вулканических ареалов, формирующихся в периокеанических и окраинно-континентальных условиях, и выяснение тектонической позиции этих ареалов, а также их принадлежности к определенным магматическим сериям требуют применения комплекса методов: биостратиграфического, формационного, геохимического, петрохимического, структурно-тектонического.

2. Появление и отмирание вулканогенных поясов связано с изменением геодинамического режима того или иного региона, со значительной тектонической перестройкой и генетически не зависит от предшествующего тектонического этапа развития их фундамента. Другими словами, появление вулканогенных поясов не предопределяется тектоническим режимом их субстрата. Возникновение вулканогенных поясов коррелируется с этапом сближения литосферных плит и их взаимодействия по сейсмофокальным зонам в процессе поддвига (субдукции) одной литосферной (существенно океанической) плиты под другую. Особенности ориентировки сейсмофокальной зоны в пространстве предопределяют местоположение вулканогенных поясов. В связи с этим становятся объяс-

нимыми наложенный, дискордантный характер размещения вулканогенных поясов и различное, нередко гетерогенное строение их фундамента, поскольку в тылу сейсмофокальной зоны могут оказаться блоки земной коры самой различной степени континентальной зрелости. Характер размещения сейсмофокальной зоны непосредственно влияет и на ряд таких важных параметров вулканогенных поясов, как их ширина, химическая зональность, характер магматизма. Таким образом, в генетическом плане обнаруживается непосредственная связь вулканогенных поясов с сейсмофокальными зонами. При формировании позднемезозойских — раннекайнозойских вулканогенных поясов северо-западного обрамления Тихого океана фронтальная часть надвигающейся плиты испытывала сжатие, в связи с чем здесь возникли зоны сложного покровно-надвигового строения, вергентные в сторону океана; морфологически эти зоны выражались поднятием внешней невулканической дуги.

Завершение развития вулканогенных поясов коррелируется с этапами коллизии, которыми при определенных условиях заканчивается сближение литосферных плит. Обстановка столкновения, прервав субдукцию океанической плиты и формирование вулканогенных поясов, обуславливает осуществление процессов обдукции, покровообразования и складчатости, в результате чего оформляются мощные зоны и области покровно-складчатых структур, сопровождающиеся в ряде случаев явлениями гранитизации. На Северо-Востоке СССР установлено два этапа наиболее мощных импульсов коллизии: позднебарремский — среднеальбский, а также на рубеже позднего мела — палеогена.

Процесс столкновения, в зависимости от вызывающих его причин, может иметь разные последствия, что в данной работе продемонстрировано на примере Корякско-Камчатской и Верхояно-Чукотской тектонических областей. В занимающей периокеаническое положение Корякско-Камчатской тектонической области коллизионные обстановки возникали при приближении к континентальному обрамлению (и формирующимся на них вулканогенным поясам) островных вулканических дуг, хотя в столкновении принимали участие поднятия и другой природы (например, блоки континентальной коры различного возраста). В периокеанических областях складчато-покровного строения особенно широко развиты оформляющиеся в процессе обдукции аллохтоны офиолитовых и островодужных комплексов.

В Верхояно-Чукотской тектонической области коллизия была обусловлена сближением древних континентов, в связи с чем процесс столкновения проявился здесь весьма интенсивно, сформировав межконтинентальные складчато-надвиговые дислокации и вызвав формирование в зонах столкновения анатектических гранитоидов.

Индикатором процесса коллизии служат также межгорные впадины, закономерно размещающиеся перед фронтом покровно-надвиговых структур. Накапливаются в этих впадинах олистостромо-молассовые отложения, причем их мощность и размер обломочного материала обнаруживают положительную связь с интенсивностью процесса столкновения.

Развитие зоны перехода континент — Тихий океан характеризовалось

чередованием во времени обстановок субдукции и формированием вулканогенных поясов с обстановками коллизии, прекращающими развитие последних. В общем балансе складчатых и покровно-надвиговых структур, возникающих в процессе субдукции и коллизии, главенствующая роль принадлежит последней: именно обстановка столкновения определяет характер дислокаций той или иной тектонической области.

Реконструкция геодинамических режимов и тектонических обстановок позднего мезозоя – раннего кайнозоя северо-западной части Тихоокеанского кольца свидетельствует о сложном развитии зоны перехода континент – океан. Здесь отсутствовало планомерное, последовательное во времени смещение вулканогенных поясов в сторону океана. Заложение поясов в приматериковой части сменилось их возникновением в внутренних частях океанов с последующим “возвращением” вулканизма на материк; не менее распространенная картина – одновременное развитие вулканогенных поясов на континентальной окраине и во внутренних частях океана с последующим отмиранием обоих или одного из них. Эта сложная история развития зоны перехода континент – океан отражает, очевидно, изменение геодинамического режима в зонах поддвига, а также положения зон спрединга и скорости последнего как в Тихом, так и в Атлантическом океанах, что предопределяло изменение характера взаимодействия сближающихся плит.

Таким образом, современное положение многих вулканогенных поясов, характеризующееся их концентрацией в приконтинентальной и периокеанической частях Тихого океана, нередко является вторичным и обусловлено тектонической аккрецией, которая осуществлялась при коллизии этих поясов (равно как и террейнов другой природы) с континентом. В результате подобной коллизии вулканогенные пояса не только причленились к континенту, но их образования нередко были шарьированы на континентальные окраины (как, например, образования Удско-Мургальской дуги).

3. Вещественный состав вулканогенных поясов обусловлен комплексом разнообразных факторов. Слагающие вулканогенные пояса вулканы толеитовой островодужной и известково-щелочной магматических серий имеют мантийные источники родоначальных расплавов, хотя определенное и существенное воздействие на конечный состав пород (в первую очередь, известково-щелочных) оказывает и вещество земной коры. В итоге на состав вулканогенных образований поясов влияют как состав и строение мантии в надвигающейся плите, так и степень континентальной зрелости и мощность земной коры этой плиты; состав мантийных расплавов зависит от глубины области генерации магмы и флюидов (а следовательно, и от угла наклона сейсмофокальной зоны, определяющего этот уровень), а также от степени и характера латеральной неоднородности мантии. Кроме того, на состав расплавов влияют и свойства поддвигающейся плиты, дегидратация которой обуславливает возникновение флюидов, воздействующих на области магмогенерации. Объемы островодужных толеитовых и известково-щелочных образований находятся в прямой зависимости от скорости схождения литосферных плит, равно как и от

длительности развития сейсмофокальных зон. Кроме того, длительность субдукции влияет на полноту дифференциации мантийных расплавов и степень участия материала коры в процессе формирования и развития магматических очагов.

Магматизм вулканогенных поясов в целом развивается в обстановке, характеризующейся сочетанием условий умеренного сжатия и (или) растяжения, соотношение которых выражается, во-первых, в степени дифференциации мантийных расплавов, а во-вторых, в балансе магматических фаций различной глубинности. Умеренное сжатие обуславливает задержку в коре мантийных расплавов, их фракционирование и формирование периферических магматических очагов — "плутонических корней" вулканоплутонических ассоциаций.

Самостоятельные риолитовые расплавы (с которыми связано появление в вулканогенных поясах вулканитов кислого состава больших объемов — преимущественно туфов и игнимбритов) возникают в ходе процесса анатексиса земной коры, который реализуется при некотором усилении сжатия в сочетании с повышенным энергетическим и флюидным режимом, вызванным синхронным (или предшествующим) мантийным магматизмом. Состав риолитовых выделок зависит от свойств земной коры и степени ее континентальной зрелости. От длительности процесса анатексиса в прямой зависимости находятся полнота процесса ремобилизации континентальной коры и обогащенность силикатического расплава литофильными элементами. Реальность процесса корового анатексиса подтверждается различием химических свойств вулканитов одинаковой основности, связанных с автономным риолитовым магматизмом и с конечными стадиями дифференциации мантийных расплавов. Интенсивность анатектического магматизма обнаруживает положительную корреляцию с длительностью и мощностью магматизма мантийного; при этом мантийные расплавы и флюиды влияют на состав кислых коровых выделок.

Условия интенсивного сжатия, характеризующие обстановку столкновения, не благоприятны для процессов вулканизма; в этих условиях как сказано выше, происходит затухание вулканогенных поясов. Однако условия коллизии силикатических блоков способствуют процессам гранитизации и появлению конкордантных массивов гранитоидов, сопровождающихся мощными зонами экзоконтактных изменений (в том числе и мигматизации) и обладающих определенной металлогенической специализацией. Пояса и цепочки такого рода массивов, маркирующих фронты коллизии, широко развиты во многих местах Верхояно-Чукотской тектонической области (бассейн Колымы, Чукотско-Пекульнейско-Канчаланско-Золотохребтовский регион и др.).

В принципиально иной геодинамической обстановке формировались в зоне перехода континент — Тихий океан маастрихт-эоценовые базальтоиды щелочнобазальтовой серии. Они заполняли грабены, маркирующие зоны растяжения, возникавшие перед фронтом столкновения в этапы наиболее интенсивной коллизии континента с островными дугами. В ходе маастрихт-эоценового рифтогенеза происходило увеличение глубины

магмообразования, и наиболее поздние, палеоцен-эоценовые расплавы связаны, вероятно, с неистощенной мантией. Некоторое усиление роли флюидов вызвало определенную специфику состава пород этих зон рифтогенеза. Маастрихт-эоценовые базальтоиды и сопровождающие их интрузивные и субвулканические тела по химизму и металлогенической специализации резко отличаются от вулканоплутонических ассоциаций вулканогенных поясов, с которыми нередко совмещены в один вертикальный ряд. Таким образом, формирование вулканогенных поясов на северо-западе Тихоокеанского кольца в позднем мезозое — раннем кайнозое прерывалось кратковременной деструкцией земной коры, генетически непосредственно не связанной с процессами, обусловившими появление этих поясов, и протекавшей совсем в иной геодинамической обстановке.

4. Строение латерального ряда структур, включающего вулканогенный пояс, и морфология этих структур определяются скоростью и длительностью сближения литосферных плит, свойствами этих плит, крутизной наклона сейсмофокальной зоны, интенсивностью аккреции материала, сносимого со стороны поддвигающейся и надвигающейся плит, возникновением и распределением в надвигающейся плите зон сжатия и растяжения. При формировании позднемезозойских — раннекайнозойских вулканогенных поясов перед их фронтом проявлялись условия интенсивного сжатия, способствовавшие возникновению зон чешуйчато-надвигового строения (внешние невулканические дуги). В строении аккреционных линз этих поясов большая роль принадлежала материалу, сносимому со стороны континента, а также невулканической и вулканогенной дуг.

Строение самих вулканогенных поясов определяется совокупностью нескольких типов тектоно-магматогенных кольцевых структур, размещающихся вдоль магмоподводящих разломов. Кроме продольных магмоподводящих разломов, обуславливающих расположение этих кольцевых структур в главной ветви пояса, в строении последнего важная роль принадлежит "сквозным", трансрегиональным разломам, предопределяющим возникновение в поясах поперечных зон сгущения тектоно-магматогенных структур (нередко связанных с риолитовым магматизмом), которые, ответвляясь от основного ствола вулканогенного пояса, протягиваются в смежные регионы на десятки и сотни километров; широким развитием в этих поперечных зонах пользуются плутоногенные кольцевые структуры, возникшие в связи с формированием интрузивных и субвулканических массивов.

Возникновение кольцевых тектоно-магматогенных структур связано с появлением и развитием в земной коре очагов мантийной или анатектической коровой магмы. Классификация этих структур основана на их принадлежности к определенной магматической серии и магматическим фациям определенной глубинности. Наименее характерны кольцевые структуры для щелочнобазальтовых расплавов, быстро достигающих земной поверхности; широко распространены они в районах проявления толеитового островодужного, известково-щелочного и риолитового магматизма, сопровождаясь определенными гравиметрическими и магнитометрическими аномалиями. Выявлена специфика тектоно-магмато-

генных структур, свойственных анатектическому риодитовому магматизму; в пределах блоков зрелой континентальной коры на участках пересечения мощных систем разломов формируются обширные кольцевые мегасистемы (диаметром 100–350 км), сопровождающиеся интенсивными региональными минимумами поля силы тяжести.

Таким образом, кольцевые тектоно-магматогенные структуры, являясь типичнейшим элементом вулканогенных поясов, значительно менее развиты в зонах рифтогенеза. Эти структуры характеризуются закономерным размещением магматических фаций и объектов эндогенного оруденения.

В пределах вулканогенных поясов возможна интерференция структурных форм различной генетической природы: наряду с тектоно-магматогенными структурами, генетически связанными с магматизмом данного пояса, в нем могут возникать дислокации, отражающие тектонические движения в смежных областях, или обусловленные наложением (совмещением) в пределах пояса другой геодинамической обстановки. Так, например, тектоно-магматогенные структуры Охотско-Чукотского пояса осложнены дислокациями двух типов. К первому из них относятся чешуйчато-надвиговые и складчатые дислокации, возникшие в поясе в предсенонское время в связи с горизонтальными движениями, направленными со стороны океана на континент (в этом же направлении в поясе ослабевает интенсивность указанных дислокаций). Вторая группа структур, осложняющих тектоно-магматогенные структуры Охотско-Чукотского пояса, — это маастрихт-эоценовые грабены с субщелочными базальтоидами, возникшие в обстановке растяжения. Разграничение тектоно-магматогенных структур, свойственных собственно вулканогенным поясам, и присутствующих в этих поясах тектонических элементов иной генетической природы, необходимо для реконструкции условий формирования вулканогенных поясов и смежных структур синхронного латерального ряда, а также для воссоздания последующих геодинамических и тектонических обстановок.

5. Разнообразие тектонических обстановок формирования вулканогенных поясов определяется двумя факторами — их положением по отношению к океанам и континентам, а также характером субстрата, что положено в основу предложенной нами классификации указанных поясов. По первому признаку выделены группы поясов: окраинно-континентальных, внутриокеанических и окраинных континентально-океанических (пересекающих окраины континентов и океанов); каждая из этих групп подразделена по второму признаку — в зависимости от типа земной коры в фундаменте, на котором формируются пояса (океанического, переходного, континентального или гетерогенного, состоящего из сочетания блоков коры различных типов). Введение этого второго признака в классификацию определяется тем, что строение субстрата поясов (на коровом и мантийном уровнях) отражается, как показано выше, на составе магматических продуктов. Выявлена большая неоднородность каждой из указанных групп вулканогенных поясов по характеру субстрата. Так, в группе окраинно-континентальных структур выде-

лены существенно различающиеся по составу пояса, развивающиеся на коре: континентальной (Андийский), континентальной и переходной (Охотско-Чукотский), переходной (Камчатско-Корякский).

Таким образом, широко используемые термины "окраинно-континентальные" и "островодужные" вулканогенные пояса не охватывают всего разнообразия тектонических обстановок формирования указанных поясов, а во многих случаях характеризуют эту обстановку недостаточно четко. Следует отметить неоднозначность термина "островодужные вулканогенные пояса" в отношении их субстрата (даже в сочетании с дополнительными определениями "симатические" или "сиалические"), поскольку, во-первых, островодужные пояса могут закладываться и на коре переходного типа, а кроме того, широким распространением пользуются островные дуги, пересекающие блоки земной коры различного строения и имеющие, таким образом, гетерогенный фундамент. В связи со ставшим уже традиционным противопоставлением островодужных поясов окраинно-континентальным уместно обратить внимание на значительное распространение поясов ("окраинных континентально-океанических" в предложенной классификации), которые состоят из сменяющих друг друга по простиранию островодужных и окраинно-континентальных сегментов (например, Курило-Камчатский и Индонезийский пояса).

6. Вулканогенные пояса являются показателем взаимосвязи геологических процессов не только в пространстве (характеризуясь причинной связью со структурами определенных латеральных рядов в зоне перехода континент – океан), но и во времени. Выше отмеченная корреляция вулканогенных поясов и их фундамента, в конечном счете, сводится к тому, что состав вулканических формаций в значительной мере отражает свойства вещества мантии и земной коры, возникшие к моменту заложения конкретного пояса. Другими словами, состав вулканических формаций поясов является функцией определенного этапа эволюции отдельных оболочек литосферы (с учетом латеральной их неоднородности). То обстоятельство, что состав вулканогенных поясов в значительной степени предопределяется субстратом, на котором они возникают, служит выражением закономерности в эволюции вещества литосферы (и земной коры, в частности).

Таким образом, вулканогенные пояса сочетают в себе, казалось бы, противоречивые свойства: структурную дискордантность и генетическую независимость по отношению к фундаменту, с одной стороны, и черты определенной связи с геологической предысторией (отражающейся на их составе) – с другой. Этот вывод, объясняя возникновение вулканогенных поясов как следствие определенной геодинамической и тектонической латеральной обстановки, свидетельствует в то же время и о закономерном положении вулкано-плутонических ассоциаций того или иного состава в вертикальном разрезе земной коры, что подтверждает ранее установленную стадийность развития последней и указывает на историческую взаимосвязь геологических процессов.

Таким образом, построения, основанные на концепциях тектоники плит, вовсе не исключают понятия об исторических закономерностях смены геологических явлений и об их взаимосвязи во времени.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Александров А.А.* Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. М., Наука, 1978.
2. *Белый В.Ф.* Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканического пояса. М., Наука, 1977.
3. *Геология Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана.* Под ред. Л.И. Красного. Т. 2. Л., Недра, 1978.
4. *Геофизика.* Геология и катастрофические природные явления. Геология континентальных окраин. — В кн.: Международн. геол. конгресс. 26-я сессия. Доклады сов. геологов. М., Наука, 1980.
5. *Дьюи Дж., Берд Дж.* Горные пояса и новая глобальная тектоника. — В кн.: Новая глобальная тектоника. М., Мир, 1974.
6. *Зоненшайн Л.П.* Тектоника внутриконтинентальных складчатых поясов. — В кн.: 27-й Международн. геол. конгресс. Доклады. Т. 7. М., Наука, 1984, с. 48–59.
7. *Корреляция мезозойских тектонических движений и магматизма в Восточной Азии* /М.С. Нагибина, В.С. Антипин, Ю.Г. Гатинский и др. — Геотектоника, 1981, № 6, с. 77–91.
8. *Кузьмин М.И.* Геохимия фанерозойских магматических пород и геодинамические условия их формирования в подвижных поясах. (Автореф. дисс. докт. геол.-мин. наук), Иркутск, 1981, 45 с.
9. *Леглер В.А.* Развитие Камчатки в кайнозое с точки зрения теории тектоники плит. — В кн.: Тектоника литосферных плит. М., ВИНТИ, 1977, с. 137–169.
10. *Ломизе М.Г.* Тектонические обстановки геосинклинального вулканизма. М., Недра, 1983.
11. *Миасиро А.* Вариации химического состава вулканических пород вдоль островных дуг и континентальных окраин. — В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. (Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР). Новосибирск, 1978, с. 102–105.
12. *Моссаковский А.А.* Проблема становления континентальной коры. — В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М., Наука, 1979, с. 159–170.
13. *Натальин Б.А.* Раннемезозойские эвгеосинклинальные системы северной части Тихоокеанского обрамления. М., Наука, 1984.
14. *Некрасов Г.Е.* Тектоника и магматизм Тайгоноса и Северо-Западной Камчатки. М., Наука, 1976.
15. *Обузи Ж.* Тектоника складчатых поясов Тихоокеанского кольца. О некоторых так называемых «классических» аспектах перитихоокеанской тектоники. — В кн.: 27-й Международн. геол. конгресс. Доклады. Т. 7. М., Наука, 1984, с. 43–47.
16. *Основные черты тектонического развития, магматизма и металлогении вулканических поясов Востока Азии* /А.Д. Щеглов, И.Н. Говоров, Е.Д. Петраченко и др. — Вулканология и сейсмология, 1982, № 3, с. 39–58.
17. *Очерки тектоники Корякского нагорья.* М., Наука, 1982, 220 с.
18. *Парфенов Л.М.* Континентальные окраины и островные дуги мезозоид Северо-Востока СССР. Новосибирск, Наука, 1984.
19. *Пополитов Э.И., Вольнец О.Н.* Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые вопросы петрогенезиса. Новосибирск, Наука, 1981.
20. *Покровные и чешуйчато-надвиговые структуры в северо-западном обрамлении Тихого океана* /Ю.М. Пушаровский, В.П. Зинкевич, А.О. Мазарович и др. — Геотектоника, 1983, № 6, с. 30–45.
21. *Решения 2-го межведомств. стратиграф. совещания по докембрию и фанерозою Северо-Востока СССР (стратиграфические схемы).* Магадан, 1978.
22. *Ротман В.К., Гольинко И.Н.* Петрохимическая эволюция известково-щелочных серий Курило-Камчатской системы островных дуг. — Вулканология и сейсмология, 1982, № 5, с. 10–22.

23. *Савостин Л.А., Натанов Л.М., Ставский А.П.* Мезозойская палеогеодинамика и палеография Арктического региона. – В кн.: 27-й Международн. геол. конгресс. Доклады. Т. 3. М., Наука, 1984, с. 172–187.
24. *Самылина В.А.* Раннемеловые флоры Северо-Востока СССР (к проблеме становления флоры кайнофита). Л., Наука, 1974.
25. *Сили Д.Р., Вейль П.Р., Уолтон Дж. Дж.* Модель внутреннего склона глубоководного желоба. – В кн.: Геология континентальных окраин. Т. 1. М., Мир, 1978, с. 276–290.
26. *Стратиграфия меловых отложений Охотско-Чукотского вулканического пояса (бассейны рек Пенжины, Еропола, Анадыря)* /Н.И. Филатова, А.И. Дворянкин, Е.А. Лебедев, А.Б. Цукерник. – Бюлл. МОИП, 1977, № 2, с. 67–81.
27. *Структуры континентальной и переходной коры в зоне перехода континент – океан на космических снимках* /Н.И. Филатова, А.И. Дворянкин, А.Р. Дорогутин и др. М., Недра, 1984.
28. *Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана.* М., Наука, 1980.
29. *Тильман С.М.* Тектоника и геодинамика северо-западной окраины Тихого океана. – Тихоокеанская геология, 1982, № 1, с. 26–34.
30. *Томпсон И.Н., Фаворская М.А.* О типах очаговых структур и связи с ними оруденения. – В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М., Наука, 1973, с. 49–65.
31. *Филатова Н.И., Лебедев Е.Л.* Сенонские отложения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. – Изв. АН СССР, сер. геол., 1982, № 10, с. 111–114.
32. *Хатертон Т.* Активные континентальные окраины и островные дуги. – В кн.: Геология континентальных окраин. Т. 1. М. Мир, 1978, с. 108–119.
33. *Хедж К.Е., Горшков Г.С.* Изотопный состав стронция в вулканических породах Камчатки. – Докл. АН СССР, 1977, т. 233, № 6, с. 1200–1203.
34. *Цветков А.А.* Магматизм Алеутской дуги и проблемы петрогенезиса островодужных изверженных пород. – Изв. АН СССР, сер. геол., 1983, № 4, с. 3–19.
35. *Шанцер А.Е., Шаниро М.Н.* Эволюция вулканических зон Камчатки в связи с тектоническим развитием активной континентальной окраины. – Вулканология и сейсмология, 1984, № 2, с. 26–39.
36. *Шило Н.А., Умитбаев Р.Б.* О природе мезозойских – кайнозойских тектономагматогенных систем северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. – Тихоокеанская геология, 1984, № 2, с. 3–9.
37. *Auboin J., Blanchet R.* Subduction and tectonics. Discussion on the results of the IPOD program in active margins. Oceanolog. Acta, 1981, No SP, p. 283–294.
38. *Ben-Avraham Z., Cooper A. K.* The early evolution of the Bering Sea by collision of oceanic rises and North Pacific subduction zones. – Geol. Soc. Amer. Bull., part 1, 1981, vol. 92, p. 485–495.
39. *Bignell J.D., Snelling N.J.* Geochronology of Malayan granites. – Overseas Geol. and Mineral Resources, 1977, No 47, p. 1–62.
40. *Brockfield M.E.* The emplacement of glant ophiolite nappes. Mesozoic-Cenozoic examples. – Tectonophysics, 1977, 37, p. 247–303.
41. *Churkin M., Texler J.H.* Circum-Arctic plate accretion – isolating part of Pacific plate to form nucleus of the Arctic basin. – Earth and Planet. Sci. Lett., 1980, vol. 48, p. 356–362.
42. *Coira B., Davidson J., Mpodoris C., Ramos V.* Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. – Earth Sci. Revs. 1982, vol. 18, No 3–4, p. 303–332.
43. *Cox K.G., Gass J.G., Mallick D.J.* The peralkaline volcanic suite of Aden and Little Aden, south Arabia. – J. Petrol., 1970, vol. 11, No 33, p. 433–463.
44. *Cross A.T., Pilger R.H.Jr.* Controls of subduction geometry, location of magmatic arcs, and tectonics of arc and back-arc regions. – Geol. Soc. Amer. Bull., 1982, vol. 93, p. 543–562.

45. *Csejtey B., Gox P. et al.* The cenozoic denali fault system and the cretaceous accretionary development of southern Alaska. — *J. Geophys. res.*, 1982, vol. 87, B. 5, p. 3741–3754.

46. *Dostal I., Zentilli M., Caelles I.C., Clarc A.H.* Geochemistry and origin of volcanic rocks of the Andes (26°–28° S). — *Contrib. Min. Petrol.*, 1977, vol. 63, p. 113–128.

47. *Eichelberger I.C.* Andesitic volcanism and crustal evolution. — Geosciences Division, Unit. of California, Los Alamos Scientific Laboratory, Los Alamos, New Mexico, 1978, p. 21–27.

48. *Gastil G.* Symposium on subduction of oceanic plates: Summary. — *Geol. Amer. Bull.*, 1982, vol. 93, p. 464–467.

49. *Gill I.* Orogenic andesites and plate tectonics. Springer – Verleg – Berlin – Heidelberg – New York, 1981, 390 p.

50. *Hilde T.W.C., Ueyda S., Kroenko L.* Evolution of the western Pacific and its Margin. — *Tectonophysics*, 1977, vol. 38, Bo 1–2, p. 145–165.

51. *Illies I.H.* Mechanism of graben formation. — *Tectonophysics*, 1981, 73, p. 249–266.

52. *Irvine T.N., Baragar W.R.* A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. — *Can. Earth Sci.*, 1971, vol. 8, p. 523–548.

53. *Jakes P., White A.I.R.* Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic area. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1972, vol. 83, p. 29–40.

54. *James D.E.* Andean crustal and upper mantle structure. — *J. Geophys. Res.*, 1971, 76, p. 3246–3271.

55. *Jones D.L., Blake M.C., Bailey E.H., McLaughlin R.J.* Distribution and character of upper Mesozoic subduction complexes along the west coast of North America. — *Tectonophysics*, No 47, 1978, p. 207–222.

56. *Larson S.L., Pitman W.C.* World-wide correlation of Mesozoic magnetic anomalies, and its implications. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1972, vol. 83, p. 3645–3662.

57. *Lopez-Escobar L., Frey F.A., Vergara M.* Andesites and highalumina basalts from the Central–South Chile High Andes. — *Contrib. Miner. Petrol.*, 1977, vol. 63, No 3, p. 199–228.

58. *Miyashiro A.* Volcanic rock series and tectonic setting. — *Annual review of Earth and planetary sciences*, vol. 3, 1975, p. 251–269.

59. *Monger J.W.H., Price R.A., Tempelman-Kluit D.J.* Tectonic accretion and the origin of the two major metamorphic and plutonic belts in the Canadian Cordillera. — *Geol.*, 1982, vol. 10, No 4, p. 70–75.

60. *Ninkovich D., Hays J.* Mediterranean island arcs and origin of high potassium volcanics. — *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1972, vol. 16, p. 331–345.

61. *Nur A., Ben-Avracham Z.* Oceanic plateaus, the fragmentation of continents, and mountain bulding. *J. of Geophys. research*, 1982, vol. 87, No B 5, p. 3644–3661.

62. *Pearce T.H., Cann J.R.* Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. — *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1973, vol. 19, No 2, p. 290–300.

63. *Ringwood A.E.* Phase transformations and differentiation in subducted lithosphere: implications for mantle dynamics, basalt petrogenesis and crustal evolution. — *J. Geol.*, 1982, vol. 2, 6, p. 611–643.

64. *Suarez M.* A Late Mesozoic island arc in the southern Andes, Chile. — *Geol. Magaz.*, 1979, vol. 116, No 3, p. 181–190.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава I. Обзор представлений о тектонических условиях формирования вулканогенных поясов в зоне перехода континент – океан	5
Глава II. Позднемезозойские – раннекайнозойские тектонические структуры северо-западного обрамления Тихого океана	13
Верхояно-Чукотская тектоническая область позднемезозойской межконтинентальной коллизионной складчатости	16
Корякско-Камчатская тектоническая область позднемезозойско-раннекайнозойской периокеанической складчатости и покровообразования	26
Трансрегиональные разломы зоны перехода континент – океан	41
Глава III. Стратиграфия и формации позднемезозойских – раннекайнозойских периокеанических вулканогенных поясов северо-западного обрамления Тихого океана и осложняющих зон континентального рифтогенеза	46
Позднеюрский – поздне меловой вулканизм	47
Поздняя юра – ранний мел. Удско-Мургадский вулканогенный пояс	47
Ранний – поздний мел. Охотско-Чукотский вулканогенный пояс	66
Маастрихт-раннепалеогеновый вулканизм. Зоны континентального рифтогенеза	97
Маастрихт-датский вулканизм	98
Палеоцен-эоценовый вулканизм	100
Позднееоценовый – раннемиоценовый вулканизм. Камчатско-Корякский вулканогенный пояс	115
Глава IV. Сравнительная характеристика позднемезозойских – раннекайнозойских вулканогенных формаций северо-западной части Тихоокеанского кольца	125
Глава V. Тектоническое строение позднемезозойских – раннекайнозойских периокеанических вулканогенных поясов северо-западной части Тихоокеанского кольца	147
Кольцевые тектоно-магматогенные структуры	147
Охотско-Чукотский вулканогенный пояс	152
Камчатско-Корякский вулканогенный пояс	184
Зоны рифтогенеза	197
Глава VI. Тектонические и геодинамические условия формирования вулканогенных поясов	203
Глава VII. Типы периокеанических вулканогенных поясов и факторы, влияющие на их специфику	232
Типы вулканогенных поясов в зоне перехода континент – океан	232
Основные факторы, влияющие на состав вулканогенных поясов	243
Прочие факторы, обуславливающие специфику вулканогенных поясов	248
Глава VIII. Историко- тектоническое положение вулканогенных поясов	251
Заключение	254
Список литературы	261

4953