АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕКТОНИКА СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ТЕКТОНИКА СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

(Объяснительная записка
к Тектонической карте Северной Евразии
масштаба 1 : 5 000 000)

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1980

551.24(4/5)

Academy of Sciences of the USSR
Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

Authors:

A. V. Peive, L. P. Zonenshain, A. L. Knipper, M. S. Markov, A. A. Mossakovsky, A. S. Perfiliev, Yu. M. Pushcharovsky, V. S. Fedorovsky, N. A. Shtreis, A. L. Yanshin

Tectonics of North Eurasia
(Explanatory note to the Tectonic Map of North Eurasia, scale 1 : 5 000 000)

Тектоника Северной Евразии (Объяснительная записка к Тектонической карте Северной Евразии масштаба 1 : 5 000 000)/А. В. Пейве, Л. П. Зоненшайн, А. Л. Книппер, М. С. Марков, А. А. Моссаковский, А. С. Перфильев, Ю. М. Пущаровский, В. С. Федоровский, Н. А. Штрейс, А. Л. Яншин. М.: Наука, 1980.

Тектоническая карта Северной Евразии составлена по новым принципам, показывающим время и этапы становления континентальной коры этого обширного региона. В объяснительной записке рассматриваются принципы составления таких карт и дается последовательное описание этапов формирования континентальной коры различных регионов. Карта и книга рассчитаны на широкий круг геологов различных специальностей.
Ил. 1. Библ. 236 назв.

Редакционная коллегия:
академик А. В. ПЕЙВЕ (главный редактор),
В. Г. ГЕРБОВА, В. А. КРАШЕНИННИКОВ, П. П. ТИМОФЕЕВ

Ответственный редактор
академик А. Л. ЯНШИН

Editorial board:
Academician A. V. PEIVE (Editor-in-chief),
V. G. GERBOVA, V. A. KRASHENINNIKOV, P. P. TIMOFEEV

Responsible editor
Academician A. L. YANSHIN

The Tectonic Map of Eurasia has been compiled according to the new principles showing the time and stages of formation of the continental crust of the given vast region. The explanatory note describes the principles of compilation of such maps, and successive stages of formation of the continental crust in various regions. The map and the book are intended for a wide range of geologists in different fields of science.

Т $\frac{20802-107}{055(02)-80}$ Б3-90-10-1979. 1904030000 © Издательство «Наука», 1980 г.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Тектоническое картографирование — традиционное направление в научных исследованиях Геологического института АН СССР. Оно восходит к 1933 г., когда А. Д. Архангельским и Н. С. Шатским была опубликована первая цветная тектоническая схема СССР и Европы, где структурное районирование земной коры произведено в соответствии с временем превращения той или иной геосинклинальной области в складчатую страну. Впоследствии такой принцип районирования стал формулироваться как принцип «возраста складчатости».

Синтез А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского опирался на работы классиков геологии, заложивших основы тектоники как науки. Среди них прежде всего необходимо назвать работы А. П. Карпинского, основоположника учения о платформах, сочинение Э. Зюсса «Лик Земли», работу М. Бертрана, где было развито учение о каледонских, герцинских и альпийских складчатых сооружениях, а также известные труды Д. Дэна и Э. Ога, давшие импульс учению о геосинклиналях.

Однако становление тектонической картографии нужно связывать с опубликованием двух тектонических карт СССР (1952 и 1956 гг.). Обе они явились результатом коллективного труда и составлялись под общим руководством Н. С. Шатского. Это были многолистные и многокрасочные карты, на которых выделялись разновозрастные платформы и складчатые области с отображением их внутреннего строения. Карты дали новые и весьма важные представления о временных и пространственных закономерностях развития тектонических процессов в очень крупном регионе земного шара, а также оказались полезными для ориентировки в отношении прогнозных исследований на различные виды полезных ископаемых.

Успех этих работ вызвал мощную волну в составлении аналогичных карт как в Советском Союзе, так и за рубежом. По тому же самому принципу в 60-х и 70-х годах создавались карты отдельных стран, целых континентов и всего мира. В СССР наиболее значительными работами явились тектоническая карта Евразии и тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли, на которых, помимо ряда существенно новых регионально-тектонических трактовок суши, впервые получила картографическое изображение тектоника океанов и морей. Этот тип карт отражает очень важную черту тектоники земного шара — структуру его поверхности, с чем и связана его большая популярность. В то же время принцип, положенный в основу составления таких карт,— выделение эпох складчатостей — не дает возможности глубоко проникнуть в суть тектонической истории и сделать объективные и однозначные выводы, например, по такой проблеме, как перемещение континентов и т. п. Скорее даже он отражает фиксистскую концепцию, господствовавшую до недавнего времени в умах геологов.

Но в последние годы в связи с обнаружением многих совершенно новых фактов в геотектонике произошел крутой поворот в сторону идей мобилизма, и ныне эти представления завоевали широчайшее признание. Необходимо прежде всего напомнить об установлении тождества в строении офиолитовых серий континентов и земной коры современных океанов. Это открытие породило мобилистическую трактовку палеотектоники эвгеосинклинальных областей, позволило выявить в структуре материков фрагменты океанических структур геологического прошлого.

Выявление геологической сущности слоев океанической земной коры и верхов мантии в современных океанах дало возможность конкретизировать процесс формирования континентальной коры за счет океанической. Возникло учение об океанической, переходной (собственно геосинклинальной) и континентальной стадиях развития земной коры. Стало возможным различать такие стадии не только в современном тектоническом плане Земли, но и в геологическом прошлом. А это, в свою очередь, породило новый подход к тектоническому районированию континентов — в за-

висимости от времени становления коры континентального типа и слагающих ее гранитно-метаморфических слоев разного возраста с выделением комплексов пород, отвечающих разным стадиям этого процесса, а также комплексов мантийного субстрата.

Стало возможным выделить в пространстве и во времени комплексы горных пород, отвечающие различным стадиям процесса превращения коры океанического типа в кору континентальную. Выделение зон с различным временем становления континентальной коры позволило наметить пространственные закономерности этого процесса в пределах большой территории какой является северная часть Евразии.

Впервые эта идея была изложена А. В. Пейве и его соавторами в 1972 г. На иллюстрирующей работу тектонической схеме в пределах Евразии были показаны области с континентальной корой, сформировавшейся в разное геологическое время, находящиеся как в автохтонном, так и аллохтонном залегании, современные области с незавершившимся формированием континентальной коры и океаны. Областям с континентальной корой отвечает суша, а областям с незавершившимся формированием гранитно-метаморфического слоя коры — зоны перехода от океана к континенту. Эта работа открыла новые пути к составлению региональных и обзорных тектонических карт. Новые идеи были использованы при составлении тектонической карты Урала м-ба 1 : 1 000 000 (1977 г.) и объяснительной записки к ней, тектонической карты Северо-Востока СССР м-ба 1 : 2 500 000 и Тектонической карты Казахстана м-ба 1 : 2 500 000.

Рамки нашей обзорной карты решено было ограничить Северной Евразией. Избранный масштаб — 1 : 5 000 000.

Общее руководство работой осуществлял А. В. Пейве; главные редакторы А. В. Пейве и А. Л. Яншин, зам. гл. редактора М. С. Марков. В состав редакционной коллегии вошли Л. П. Зоненшайн, А. Л. Книппер, А. А. Моссаковский, А. С. Перфильев, Ю. М. Пущаровский, В. С. Федоровский, А. Е. Шлезингер, Н. А. Штрейс. В составлении карты главным образом принимали участие сотрудники Геологического института АН СССР. Составители объяснительной

записки — члены редакционной коллегии карты. Большую составительскую работу при подготовке карты к печати и изданию выполнили В. С. Федоровский и А. Е. Шлезингер. Генерализованная тектоническая мелкомасштабная карта Северной Евразии, приложенная к настоящей работе, составлена А. А. Савельевым.

Первый авторский макет карты был подготовлен в 1976 г., что позволило тогда же впервые сообщить о ней в печати. К статье была приложена схема становления континентальной коры Северной Евразии, на которой показаны главные тектонические области, выделенные на карте.

После составления первого авторского макета была проведена большая редакционная работа по увязке отдельных листов карты, а также работа по генерализации легенды, т. к. первоначально рабочие макеты составлялись в масштабе 1 : 2 500 000. В связи с этим подготовленный к окончательной печати и прилагаемый к книге вариант карты несколько отличается от более ранних ее изданий. При работе над картой мы стремились к тому, чтобы на карте наиболее броско читались основные закономерности, отражающие процесс наращивания крупнейшего континентального массива Северной Евразии. Эти же особенности проиллюстрированы и мелкомасштабной картой, прилагаемой к настоящему изданию. Нам казалось целесообразным на этой карте дать также глубину залегания поверхности Мохоровичича, которая достаточно хорошо коррелируется с возрастом становления континентальной коры.

Редакционная коллегия выражает большую признательность всем составителям отдельных частей карты, а также руководству Министерства геологии СССР, отнесшемуся с большим вниманием к этой работе и способствовавшему изданию карты.

Мы полагаем, что новое освещение тектоники Северной Евразии с мобилистических позиций, развиваемых ныне тектонической школой Геологического института АН СССР, привлечет к себе внимание не только ученых, интересующихся широкими тектоническими проблемами, но и геологов, занимающихся прогнозами поисков минерально-сырьевых ресурсов, поскольку карта позволяет многие аспекты проблем рассматривать под новым углом зрения.

Глава первая

ПРИНЦИПЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

▼

Как уже отмечалось, основным принципом тектонического районирования территории Северной Евразии является установление времени формирования континентальной коры в пределах отдельных крупных регионов, а внутри них — времени формирования в отдельных участках гранитно-метаморфических слоев. Процесс становления континентальной коры оказывается сложным и стадийным.

Стадии развития земной коры складчатых сооружений отличаются по типам ее строения, палеогеографическим и палеотектоническим обстановкам. Выделяются: 1) океаническая стадия — с океаническим типом строения коры и палеогеографическими обстановками, подобными современным океанам, 2) переходная — с переходным типом коры, локальным (островным) присутствием гранитно-метаморфического слоя и палеогеографическими обстановками, подобными современным краевым морям, островным дугам и глубоководным желобам, 3) континентальная — с континентальным типом коры и свойственным ей повсеместным развитием гранитно-метаморфического слоя и обстановками, характерными для современных материков.

СТАДИИ РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ СКЛАДЧАТЫХ ЗОН РИФЕЯ И ФАНЕРОЗОЯ, ТИПОВЫЕ РЯДЫ ФОРМАЦИЙ

ОКЕАНИЧЕСКАЯ СТАДИЯ

Меланократовый фундамент

Основание внутренних частей складчатых зон (обычно выделяемых под названием эвгеосинклиналей) представлено сложным комплексом пород ультраосновного и основного состава, объединенных нами на карте под названием меланократового фундамента, который сопоставляется с породами третьего слоя и верхней мантии современной коры океанического типа. Обычно эти породы вместе с перекрывающими их базальтами и

глубоководными осадками в складчатых поясах, вслед за Г. Штейнманном, объединяют в офиолитовые комплексы. На составленной карте вулканогенно-осадочная часть офиолитовой ассоциации относится к комплексам океанического чехла (см. ниже). Разрез меланократового фундамента очень сложен. В него входят разные по происхождению магматические и метаморфические породы, а также ряд образований, генезис которых вплоть до настоящего времени остается неясным. В наиболее полных разрезах, слагающих, главным образом, нижнюю часть шарьяжных пластин, строение меланократового фундамента вне зависимости от возраста складчатых зон остается одинаковым. В областях континентальных кор палеозойского возраста Северной Евразии такими полными разрезами являются ультрабазит-базитовые ассоциации Полярного Урала, хр. Хан-Тайшир-Нуру в Монголии, куртушубинский комплекс Западного Саяна. В областях континентальных кор, сформировавшихся в позднем мезозое и в кайнозое, их примерами могут быть комплексы пород меланократового фундамента Греции (массив Вуринос), Кипра, Омана. В областях с формирующейся континентальной корой его наиболее полные разрезы известны в пределах Корякского нагорья (Пенжинский кряж). Во всех этих случаях основание меланократового фундамента сложено дунитами, гарцбургитами и лерцолитами. В ряде мест (Полярный Урал) заметно преобладают гарцбургиты, в других — лерцолиты (зона Ланцо, Апеннины). Породы часто содержат жилы и тела дунитов, пироксенитов и габброидов. Встречаются линзы и прослои хромитов. Характерной особенностью этой части разреза меланократового фундамента является сильная и неоднократная деформация пород, что выражается в наличии сложных, в том числе изоклинальных складок, милонитизации и в присутствии ориентированных полосчатых текстур пород, вызванных тектоническими причинами. Установлено, что эти деформации происходили в условиях гранулитовой фации метаморфизма. Видимая мощность этого комплекса достаточно велика и порой достигает 5—6 км.

Выше разрез сложен так называемым полосчатым комплексом, который состоит в нижней части из переслаивания дунитов, верлитов, пироксенитов, оливиновых и оливин-пироксеновых габбро и анортозитов. Зачастую эти разрезы имеют ритмичное строение, причем основание ритмов сложено наиболее меланократовыми разностями пород и иногда хромитами. Вверх по разрезу они сменяются сначала полосчатыми, а иногда и сразу массивными пироксеновыми габбро и норитами. Массивные габбро в верхней части содержат дайки и тела тоналитов, диоритов и кварцевых диоритов. Местами эти породы метаморфизованы в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма.

Самая верхняя часть разреза габброидов прорвана дайками диабазов, долеритов и лампрофиров, которые иногда занимают

почти весь объем разреза, образуя широко известный комплекс параллельных даек, впервые описанный на Кипре. Часть их, несомненно, представляет собой корни вышележащих эффузивов океанического чехла.

Сторонники новой глобальной тектоники считают, что весь комплекс пород меланократового фундамента формируется в условиях срединно-океанических хребтов практически одновременно. Его образование обусловлено подъемом мантийного диапира и выплавлением из него базальтовой магмы, в результате чего формируется тугоплавкий остаток — рестит (дуниты, гарцбургиты), а вышележащие породы представляют собой дифференциаты базальтовой магмы.

Однако реальные соотношения пород в разрезах меланократового фундамента свидетельствуют о том, что в его состав могут входить резко разновозрастные образования. Характер деформаций дунит-гарцбургитового комплекса, не сопоставимый с деформациями пород полосчатой серии, и существенная разница в условиях метаморфизма позволяют предполагать разновозрастность этих частей разреза. Метаморфизм амфиболитовой фации габброидов (нередко неоднократный) и частое его отсутствие в породах серии параллельных даек дают возможность также говорить о значительном временном разрыве в их формировании.

Кроме того, существуют разрезы меланократового фундамента, явно выпадающие из рисуемой в настоящее время сторонниками новой глобальной тектоники картины его образования. Эта разница выражается как в полноте разреза меланократового фундамента, так и в особенностях его внутреннего строения.

Вышеописанная последовательность пород меланократового фундамента в целом ряде районов Северной Евразии не наблюдается, что объясняется не только более поздними тектоническими движениями. Часто породы океанического чехла залегают прямо на породах дунит-гарцбургитовой ассоциации, в том числе и на лерцолитах (Лигурия, Корякское нагорье и др.), а в хр. Пекульней (Чукотка) эффузивно-кремнистые образования подстилаются сильно метаморфизованными гипербазитами — шпинелевыми лерцолитами и гранатовыми клинопироксенитами. Трудно с позиций сторонников гипотезы тектоники плит объяснить ассоциацию гранатовых амфиболитов и эклогитов с породами полосчатой серии (Югославия); разный состав пород дайковой серии и вышележащих эффузивов; присутствие тектонических брекчий (офикальцитов) в кровле ультраосновных пород и габброидов в Италии, разделяющих породы меланократового фундамента и океанического чехла; наличие базальных конгломератов в основании пород океанического чехла (Камчатка) и др.

Все это показывает, что формирование меланократового фундамента протекало длительное время и в его состав могут вхо-

дить резко разновозрастные комплексы пород. Поэтому мы не можем судить о возрасте пород всех частей меланократового фундамента по возрасту пород океанического чехла. Учитывая это, мы на карте во всех складчатых зонах выделили меланократовый фундамент одним цветом, отдавая себе отчет в том, что дальнейшее изучение офиолитов может внести весьма существенные коррективы в наши нынешние представления о времени формирования различных частей разреза меланократового фундамента.

В современных океанах (срединно-океанические хребты, зоны трансформных разломов и др.) драгированы практически все породы меланократового фундамента, что позволяет проводить прямые петрологические и геохимические сопоставления нижних частей современной и древней коры океанического типа.

Океанический чехол

Под комплексами океанической стадии мы понимаем такие осадочные и магматические формации, которые образовывались в палеоокеанических бассейнах с корой океанического типа, лишенной гранитно-метаморфического слоя. Они ассоциируют с породами меланократового фундамента и часто ими подстилаются. Геодинамическая обстановка этой стадии характеризовалась преобладанием общего растяжения, на фоне которого возникали локальные зоны тектонического скучивания.

Среди формаций океанической стадии наиболее часто встречаются толщи подушечных базальтов верхних частей офиолитовых комплексов, идентичных по составу океаническим толеитам. Это доказано для многих офиолитовых комплексов Урала, Ньюфаундленда, Альпийского пояса (Троодос, Оман), Корякии, Монголии и других мест. Базальты изменены и превращены в спилиты и диабазы, поэтому образуемая ими геологическая формация описывается под названием спилитовой или спилито-диабазовой. Подушечные лавы часто подстилаются серией параллельных даек диабазового состава. По-видимому, часть из них может быть отнесена к океанической стадии, хотя на карте они включены в состав меланократового основания. В геологических разрезах офиолитов видно, что с подушечными лавами ассоциируют интрузии габбро-норитов, габбро и небольшие тела плагиогранитов. Аналогичные породы обнаружены и на океаническом дне.

В одной и той же складчатой зоне возраст подушечных лав и перекрывающих их осадков может значительно, в пределах одного-двух геологических периодов, т. е. 50—100 млн. лет, варьировать и, следовательно, лавы и осадки замещают друг друга по латерали.

Осадочные формации океанической стадии в связи с их относительной маломощностью часто пропускались в разрезах

складчатых сооружений и стали распознаваться относительно недавно. Осадочные горизонты, составляющие самую верхнюю часть офиолитовых комплексов, всегда относятся к океаническим формациям. Это либо радиоляриты, входящие в кремнистую формацию, либо пелагические известняки. Широко известная толща верхнеюрско-нижнемеловых известняков Альпийского пояса «аммонитико россо» является типичной пелагической карбонатной формацией. Примечательно, что такие же известняки, как в Альпийском поясе, были вскрыты скважинами в низах осадочного чехла Атлантического океана, где, как выяснилось, они пользуются широким распространением. Так называемые батиальные комплексы западной окраины Урала могут служить примером палеозойских океанических формаций: среди них присутствуют кремнистая, кремнисто-терригенная и черносланцевая формации. В качестве пелагических карбонатной и карбонатно-кремнистой формаций могут рассматриваться верхнерифейские и нижнекембрийские толщи Батеневского кряжа и прилежащих районов Алтае-Саянской области. Они характеризуются исключительным однообразием и большой латеральной выдержанностью. Первоначально они отлагались, по-видимому, на океаническом поднятии типа современных глыбовых хребтов или поднятия Шатского. Дальнейшие более детальные и целенаправленные исследования, можно надеяться, выявят значительно больше «ископаемых» океанических формаций, чем известно сейчас.

В структуре складчатых поясов океанические формации, как магматические, так и осадочные, всегда занимают более низкое стратиграфическое положение, чем геологические комплексы переходной стадии. Они, как правило, слагают тектонические покровы, надвинутые на геологические формации совсем другой природы,— островодужные или эпиконтинентальные. Тектоническое совмещение формаций, образовавшихся в совершенно различных обстановках, создает обманчивое впечатление первичной близости областей их накопления. В действительности, если удастся идентифицировать океанические формации, то, опираясь на метод актуализма, уверенно можно говорить об очень большом тектоническом сокращении.

Океаническая стадия отвечает времени образования и эволюции океанической коры. Ее длительность может быть различной. В современных океанах она в одних местах началась 160—180 млн. лет назад, в других—20—40 млн. лет назад. В мезозойском океане Тетис она приходится на юру и ранний мел, т. е. на интервал времени 80—100 млн. лет. В палеозойских океанах, существовавших на месте Урало-Монгольского пояса, время развития океанов (по возрастному объему пород океанического чехла) можно оценить в 200—250 млн. лет для позднедокембрийско-кембрийского океана (Казахстан, Алтае-Саянская область), в 100—150 млн. лет для среднепалеозойского океана (Урал,

Тянь-Шань, Южная Монголия), в 40—60 млн. лет для позднепалеозойского океана (Гиссар, Внутренняя Монголия).

При сопоставлении этих образований с комплексами пород современных океанов легко обнаруживается их большое сходство. В современных океанах эти комплексы слагают второй и первый слои океанической коры. Изучение океанического дна грунтовыми трубками, драгированием, глубоководным бурением и непосредственными наблюдениями с батискафов позволили достаточно подробно выяснить состав и строение двух верхних слоев океанической коры.

По геологическим и геофизическим данным, второй слой сложен в основном базальтами, а первый слой является осадочным. Мощность второго слоя остается (за некоторыми исключениями) более или менее постоянной на всем сечении океанов, составляя 1,2—2 км. Мощность первого слоя меняется в больших пределах, сокращаясь до нуля у гребней срединно-океанических хребтов и постоянно возрастая до 0,5—1 км, редко больше, в абиссальных равнинах. Лишь в пределах континентального подножья, т. е. вблизи пассивных континентальных окраин, мощность резко увеличивается до 2—3, местами до 4—5 км.

Установлено, что базальты второго слоя образуют самостоятельную серию океанических толеитов, отличающуюся в первую очередь очень низкими — 0,12—0,25% — содержаниями K_2O, а также других литофильных элементов. В прекрасных обнажениях, обследованных с батискафов на дне рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта, видно, что верхние части разреза базальтов представлены потоками лав с разнообразными вариациями подушечного сложения. В более низких горизонтах появляются массивные базальты (долериты), часто слагающие пластообразные дайковые тела. Очевидно, в состав второго слоя следует включать и дайковые комплексы, питающие излияния подушечных лав. Местами известны базальты, которые подверглись деформациям и метаморфизму зеленосланцевой и амфиболитовой фаций. Такие породы были обнаружены в пределах срединно-океанических хребтов и зон трансформных разломов.

Многие исследователи полагают, что основные излияния базальтов происходят в зонах срединно-океанических хребтов, и затем в результате спрединга эти зоны излияний мигрируют в стороны. В результате этого возраст пород первого слоя современных океанов удревняется по мере удаления от срединно-океанического хребта.

Второй слой океанической коры утолщается примерно вдвое в пределах различных океанических поднятий, таких, как вулканические хребты (например, Гавайско-Императорский или Лайн-Туамоту), асейсмичные глыбовые хребты (подобные Восточно-Индийскому или Китовому) и изометричные поднятия (например, поднятие Шатского). Наращивание второго слоя происходит здесь преимущественно за счет дополнительных мощ-

ных вулканических излияний. Наряду с толеитами значительное место принадлежит щелочно-оливиновым и щелочным базальтам вплоть до таких пород, как базаниты, гавайиты, нефелиниты, а также кислым дифференциатам. В отличие от типичных океанических толеитов срединно-океанических хребтов с базальтами океанических поднятий ассоциирует большое количество пирокластического материала.

Вскоре после излияния океанические базальты подвергаются гидротермальной обработке. За счет гидротерм могут накапливаться металлоносные осадки. В результате возникает рудоносный материал, который в конечном счете образует сульфидные полиметаллические залежи типа месторождений Кипра.

В ходе подводной дезинтеграции базальтов, их растрескивания и гравитационного обрушения с тектонических уступов на базальтах местами накапливаются осыпи, состоящие из обломков, различных по форме и размерам, тех же базальтов. Такие продукты разрушения базальтов получили название эдафогенных; к их числу, вероятно, относятся также гиалокластиты. В совокупности они составляют эдафогенную формацию; распространена она спорадически, в основном у подножия крутых бортов осевой рифтовой долины или других форм подводного рельефа.

Формирование первого, осадочного слоя океанической коры зависит от многих условий: глубины океана, климата, циркуляции океанических течений, застойности или открытости бассейна, поступления пирокластического и терригенного материала и др. Выше уровня карбонатной компенсации в океане отлагаются пелагические карбонатные осадки — нанофосиловые или фораминиферовые илы. Ниже этого уровня идет отложение бескарбонатных осадков — либо радиоляриевых илов, либо глубоководных красных глин. В современных океанах уровень карбонатной компенсации находится на глубине 4500—4700 м, но он варьирует в зависимости от климатического пояса и, видимо, сильно изменял свое положение в геологическом прошлом, поднимаясь иногда до 3000 м. В соответствии с климатическими поясами в океане размещаются зоны высокой или низкой биологической продуктивности, обеспечивающие большое поступление органогенного материала в осадок, либо обусловливающие его почти полное отсутствие. Особенно примечательна приэкваториальная зона высокой продуктивности, связанная с апвеллингом (подъемом к поверхности холодных глубинных вод, обогащенных кислородом). Накопление осадков происходит здесь с максимальной для открытого океана скоростью. Вместе с тем в зонах низкой продуктивности, относящихся к аридным поясам, осадконакопление идет с минимальной скоростью, здесь отлагаются глубоководные красные глины. Придонные океанические течения могут вызывать местные размывы или препятствовать отложению осадков на протяжении длительных промежутков времени.

С так называемыми контурными течениями, следующими вдоль «горизонталей» рельефа, связано образование контуритов — глубоководных косонаправленных песков. В случае застойности бассейна и как следствие восстановительных условий формируются черные глины, обогащенные органическим веществом. Такого рода черные глины, описываемые как эвксинская фация, обнаружены глубоководным бурением в нижнемеловых отложениях Атлантического и Индийского океанов. Они, возможно, указывают на то, что в раннем мелу эти океаны, только недавно начав раскрываться, еще не достигли крупных размеров и напоминали собой современное Черное море. Если какие-то участки океана по тем или иным причинам оказываются в сравнительной близости от источников поступления обломочного материала с суши или от вулканических центров, например от островных дуг, то в составе океанического материала появляется примесь терригенных и пирокластических частиц. Соответственно формируются карбонатно-терригенные и карбонатно-туфогенные или кремнисто-терригенные и кремнисто-туфогенные осадки.

Таким образом, океанической стадии свойственны разнообразные геологические формации: океанических толеитовых базальтов, образующаяся в осевых частях срединно-океанических хребтов; щелочно-базальтовая, примечательная для океанических поднятий; эдафогенная, залегающая сразу выше базальтов; пелагическая карбонатная, накапливающаяся выше уровня карбонатной компенсации в условиях высокой биологической продуктивности; кремнистая (фтанитовая), отмечающая глубины ниже уровня карбонатной компенсации и также условия высокой продуктивности; красных глин, характерная для участков абиссальных равнин, находящихся в зонах низкой биологической продуктивности; черных глин, или черносланцевая, маркирующая застойные условия океанического бассейна на ранних стадиях его раскрытия. Кроме того, в зависимости от местных условий выделяются смешанные по составу формации. Вблизи пассивных континентальных окраин (атлантического типа) океанические формации сменяются одновозрастными им осадками континентального подножия, где господствующими являются мощные терригенные осадки трубидитного происхождения.

По данным глубоководного бурения в современных океанах наиболее обычна такая вертикальная последовательность формаций (снизу вверх): толеитовых базальтов — эдафогенная — пелагическая карбонатная — карбонатно-кремнистая — кремнистая.

В отдельных местах Атлантического океана наряду с пелагической карбонатной формацией или замещая ее появляется формация черных глин. Этот вертикальный ряд в целом отражает последовательное углубление океанического ложа, а также увеличение размера океанов. Она, конечно, во многих местах

нарушается, отдельные члены ее могут отсутствовать в связи с неотложением или размывом осадков.

Таким образом, мы видим достаточно близкое сходство «ископаемых» и современных океанических формаций.

ПЕРЕХОДНАЯ СТАДИЯ

Комплексы переходной стадии

Под комплексами переходной стадии мы понимаем такие формации, которые образовывались на коре переходного типа (кора с невыдержанным строением, изменчивой мощностью «базальтового» слоя, локальным появлением «гранитного», а местами большой мощностью осадочного чехла). Этой стадии отвечают структуры типа островных дуг, краевых морей и глубоководных желобов. Геодинамическая обстановка характеризуется преобладанием неравномерного и неповсеместного тектонического скучивания, на фоне которого возникают зоны вторичного растяжения.

В эту стадию четко выделяются различные структурно-фациальные зоны, наиболее хорошо изученные в пределах активных окраин континентов и характеризующиеся своими специфическими вертикальными рядами формаций.

Один ряд, соответствующий окраинным морям, сложен туфогенно-кремнисто-граувакковой, граувакковой и аспидной формациями, содержащими отдельные покровы эффузивов основного и среднего состава. Известны пачки дикого флиша и олистостром. Количество обломочного, вулканомиктового и туфогенного материала в этих формациях зависит от размеров прогиба, геоморфологической выдержанности зон поднятий, активности вулканизма и других факторов. Иногда они подстилаются отложениями океанической стадии. В этом случае можно предполагать, что прогибы формировались на океаническом дне, в результате его отчленения зоной поднятий от океана. Нередко они залегают непосредственно на породах меланократового фундамента. В этих случаях окраинные моря могут рассматриваться как зоны вторичного растяжения, офиолитовые комплексы которых не всегда можно отделить от офиолитов, сформировавшихся в океаническую стадию развития. В таких новообразованных краевых морях могут формироваться эффузивы и глубоководные осадки, близкие по характеру формациям океанической стадии.

Комплексы краевых морей (как современных, так и их палеоаналогов) нередко распространяются за пределы глубоководных котловин с океаническим типом строения коры, залегая на более древней коре или ранее сформировавшемся гранитно-метаморфическом слое. Вверх по разрезу они сменяются флишевыми и флишоидными формациями, которые, в свою очередь, усту-

пают место молассоидным образованиям. При этом нижние молассы часто залегают согласно на подстилающих комплексах.

В зонах поднятий островных дуг выше отложений океанической стадии залегают преимущественно вулканогенные образования. Нижняя часть их разреза, как правило, бывает представлена андезито-туфогенно-граувакковой формацией, представляющей собой сложное сочетание базальтов, андезито-базальтов, андезитов с граувакками, кремнистыми породами, иногда яшмами. В некоторых случаях в состав формации входят щелочные базальты и кератофиры, образующие типичные контрастные вулканические серии. Известны прослои и пачки грубообломочных пород, начинающих, как правило, отдельные вулканические циклы.

Параллельно с этими формациями в смежных глубоководных желобах накапливаются турбидиты, сложно сочетающиеся с пелагическими осадками. Первые особенно характерны для приостровных склонов желобов и развитых здесь глубоководных террас. Выше они перекрываются флишевыми и флишоидными толщами. На карте сделана попытка выделить палеотектонические обстановки накопления формаций переходной стадии (окраинные моря, островные дуги). Следует отметить, что наиболее сложным оказалось выделение палеоаналогов глубоководных желобов.

К переходной стадии приурочены также интрузии габбро-плагиогранитных и габбро-диорит-плагиогранитных формаций. В конце переходной стадии наблюдаются явления калиевого метасоматоза.

В состав формаций переходной стадии входят комплексы-показатели шарьирования (флиш, олистостромы и близкие к ним образования). Толщи такого типа формируются перед фронтом двигающихся тектонических пластин и состоят в основном из продуктов их разрушения. Шарьирование начинается еще в переходную стадию, но может продолжаться и позднее, причем в шарьирование вовлекаются не только вулканогенно-осадочные комплексы палеоокеанической структуры, но также и смежные более древние континентальные массы или сформировавшиеся ранее блоки гранитно-метаморфического слоя. Соответственно в процессе шарьирования флишевые комплексы выходят далеко за пределы распространения комплексов переходной стадии, перекрывая более древний гранитно-метаморфический слой и смежные участки с более древней корой.

Особенно характерны комплексы, связанные с шарьированием, для линейных складчатых систем, таких, как Урал, Альпийский пояс, Тянь-Шань. Обычно флишево-олистостромовые толщи формируются после островодужных (Урал, Тянь-Шань). В Альпийском поясе, где процессы шарьирования очень быстро распространились на весь поперечник палеоокеанической структуры и прилегающие части континентов, ассоциации, характерные

для острозных дуг и краевых морей, развиты слабо, а почти вся переходная стадия представлена флишево-олистостромовыми сериями.

Во время переходной стадии происходит постепенное формирование нового гранитно-метаморфического слоя, неодновременное в разных тектонических зонах складчатых областей, что является характерной особенностью земной коры переходного типа. Раньше всего гранитно-метаморфический слой образуется в структурных зонах типа островных дуг, которые выступают в виде своего рода «зародышей» будущей континентальной коры, позже — в краевых морях и желобах.

Вместе с тем, как это видно на Тектонической карте, в складчатых областях на переходной стадии развития часто присутствуют фрагменты более древних континентальных кор (см. ниже). Это обстоятельство должно учитываться при определении времени формирования гранитно-метаморфического слоя (одного из главных принципов легенды данной тектонической карты) и соответственно при разработке формационных признаков становления новообразованного (или присутствия древнего) гранитно-метаморфического слоя на переходной стадии развития земной коры — так называемых *комплексов-показателей становления гранитно-метаморфического слоя.*

Прямым признаком становления гранитно-метаморфического слоя служит массовое развитие среди геологических образований метаморфических и магматических комплексов гранитного состава — разнообразных плагиогнейсов и слюдяных сланцев, с которыми ассоциируют батолиты «пестрого» габбро-диорит-гранодиоритового состава и массивы плагиогранитов, гранодиоритов и реже биотитовых гранитов. Возраст прогрессивного метаморфизма, в результате которого возникли эти метаморфические образования, указывает на время становления в условиях переходной стадии нового гранитного слоя. Однако такие прямые вещественные признаки гранитно-метаморфического слоя сравнительно редки. Гораздо чаще приходится привлекать косвенные геологические признаки его формирования.

Наиболее важными из них являются начало орогенного стиля развития тех или иных тектонических зон, сопровождающееся образованием в формационном ряду переходной стадии нижних моласс и синхронных с ними вулканических комплексов базальт-андезит-липаритового состава. Формирование нижних моласс всегда связано с возникновением зон тектонических поднятий и расчлененного гористого рельефа. Поднятия возникают в результате тектонического скучивания и различных складчатых деформаций комплексов океанической и переходной стадий, их метаморфизма и гранитизации. Они разделяют отдельные прогибы и впадины. Вследствие этого происходит утолщение земной коры в целом, образование в ее составе гранитно-метаморфического слоя, возникновение в нижних ее горизонтах относи-

тельно легких корней, приводящее к изостатическому поднятию всей зоны и образованию на ее поверхности горного рельефа.

Интенсивное разрушение сформировавшегося рельефа, мощный вынос возникающего при этом обломочного материала и его быстрая аккумуляция в субаэральной или прибрежно-морской обстановках приводят к образованию нижних моласс. Состав обломочного материала в них, как правило, полимиктовый. Его основную массу составляют обломки пород и минералов, поступающие с размываемых островных поднятий и образующие сложно построенные конгломерато-песчано-алевритовые толщи. Обычно преобладают обломки кварцитов, различных эффузивов, кремнистых пород, известняков, граувакк, габброидов, ультрабазитов, плагиогранитов. Лишь в верхних частях нижнемолассовых серий в составе обломочного материала сначала спорадически, а затем во все большем количестве появляются породы гранитно-метаморфического слоя: плагиогнейсы, гранитоиды калий-натрового типа, а также калиевый полевой шпат, кварц, аркозовая дресва. Это объясняется увеличением денудационного среза островных поднятий и выходом на дневную поверхность более глубоких горизонтов земной коры.

В тесной ассоциации с нижними молассами находятся специфические островодужные вулканические и вулкано-плутонические комплексы. Обычной формой их пространственной локализации являются узкие пояса. Они формируются в субаэральной и мелководной обстановке на растущих островных дугах или на краях фрагментов древней континентальной коры. Однако в отличие от нижних моласс сопутствующие им вулкано-плутонические комплексы образуются только на тех краях островных дуг и микроконтинентов, которые, скорее всего, сопровождаются наклонными сейсмофокальными зонами.

Для вулкано-плутонических комплексов, свойственных растущим островным дугам и маркирующих становление молодого гранитно-метаморфического слоя, характерна некоторая «незрелость» магматизма. Они представлены андезито-базальтовыми, андезито-дацитовыми и дацито-липаритовыми вулканическими формациями и комагматичными им интрузиями габбро-диорит-гранодиорит-гранитной формации, которые всегда отличаются ярко выраженным известково-щелочным типом магматических пород и резким преобладанием в их составе Na над K.

Вулкано-плутонические комплексы, образующиеся на краях фрагментов древней континентальной коры, отличаются рядом особенностей, обусловленных присутствием в глубинной структуре фрагментов древнего зрелого гранитно-метаморфического слоя. Им свойственно резкое возрастание объемов вулканических и интрузивных пород кислого состава (липаритов, трахилипаритов, дацитов), которые, перемежаясь с однородными толщами вулканитов андезито-базальтового состава, образуют так называемые контрастные комплексы. В составе таких комплек-

сов наряду с породами нормального известково-щелочного типа часто присутствуют в значительном количестве породы высокоглиноземистого щелочноземельного и даже субщелочного типов с преобладанием K над Na (трахиандезиты, трахидациты, трахиты, трахилипариты), возникшие в результате палингенеза пород зрелого гранитно-метаморфического слоя. Аналогичным образом наряду с массивами габбро-диорит-гранодиорит-гранитной формации обычно развиты интрузии граносиенит-гранитной и щелочно-гранитной типично палингенных формаций.

Не следует забывать о том, что формирование гранитно-метаморфического слоя — процесс длительный. Именно поэтому в ряде случаев нижняя граница появления комплексов-показателей его становления (особенно нижних моласс) бывает очень «размазанной» и нечеткой.

Тектоническое скучивание и формирование нового гранитно-метаморфического слоя сопровождается уменьшением поперечника палеоокеанической структуры и резким сближением обрамляющих континентальных масс. В тыловых частях сдвигающихся континентов, иногда довольно далеко от их краев, могут образовываться зоны вторичного растяжения и утонения континентальной коры. Этим участкам отвечают протяженные прогибы внутренних морей, заполняющихся мощной призмой песчано-сланцевых серий, сносимых с континентов. Иногда с ними связано локальное проявление базальтоидного магматизма. Обычно такие прогибы параллельны краю закрывающейся палеоокеанической структуры, но в отдельных случаях они образуют апофизы, глубоко уходящие внутрь континента. На карте выполнение этих прогибов выделяется в качестве комплексов внутренних морей.

Комплексы шельфов, континентальных склонов и подножий

Интенсивное тектоническое скучивание и крупные горизонтальные перемещения, сопровождающие становление новой континентальной коры, приводят к тому, что комплексы бывшей океанической коры сохраняются только в виде отдельных фрагментов. Значительно лучше сохраняются комплексы континентальных окраин, расположение и протяженность которых дают представление о расположении и протяженности палеоструктур с океанической корой.

Как известно, современные континентальные окраины подразделяются на два главных типа — пассивные и активные. Пассивные окраины характерны для расширяющихся океанов, по краям которых нет островных дуг и краевых морей (окраины атлантического типа). Принципиальный профиль таких окраин сводится к следующему: от континента к океану происходит постепенное погружение дна до глубин порядка нескольких сотен

метров (зона шельфа). В некоторых случаях (арктический шельф) зона шельфа имеет более сложный рельеф, и здесь наблюдается система прогибов и поднятий (нередко с островами), а также сравнительно узкие и глубокие прогибы, глубины в которых могут достигать многих сотен — тысячи метров. Ширина шельфа варьирует и достигает многих сотен километров.

Шельфовая зона обладает континентальной корой, мощность которой постепенно уменьшается в сторону океана. Отложения, накапливающиеся на шельфе, принципиально не отличаются от тех, которые слагают платформенный чехол, и при низком стоянии континента могут распространяться далеко внутрь него.

В палеоаналогах граница между платформенным чехлом и шельфовым комплексом (особенно при низком стоянии континента) условна. Шельфовые комплексы характеризуются устойчивой тенденцией к увеличению мощностей в сторону океанической структуры, а шельфы, возможно, отличаются несколько более контрастными тектоническими движениями, приводящими к появлению конседиментационных прогибов и поднятий. Эти структуры далеко не всегда согласуются с направлением окраины континента, но нередко продолжают структуры его внутренних частей, дискордантные этой границе (например, широтные структуры аргентинского шельфа или впадина Бенуэ на африканском шельфе).

Другой, значительно более четкий структурный элемент континентальной окраины — зона континентального склона. В ней на сравнительно небольшом расстоянии (несколько десятков — несколько сотен километров) происходит резкое погружение океанического дна до глубин порядка 2—3 км. Угол наклона дна может достигать 15°, но обычно не превышает 2—5°. Континентальный склон переходит в континентальное подножие, где наблюдается довольно резкое выполаживание наклона дна, и подножие постепенно погружается в область абиссальных равнин.

В зоне континентального склона происходит резкое уменьшение мощности «гранитного» слоя и его полное выклинивание. В большинстве случаев континентальному подножию отвечает граница между континентальной и океанической корой. Однако в некоторых местах резко утоненный «гранитный» слой протягивается на значительные расстояния за континентальное подножие (скандинавская и пиренейская окраина Атлантики).

В пределах континентального подножия и частично континентального склона накапливается мощная призма осадочных пород определенного формационного типа. Основная масса осадочных пород приурочена к континентальному подножию, однако они перекрывают также нижнюю часть континентального склона, а также прослеживаются на некоторое расстояние внутрь абиссальных равнин, где мощность их уменьшается. Такие соотношения, в частности, характерны для западного края Атлантического океана. Вдоль его африканского края (в юго-западной

части континента) осадочные породы перекрывают не только подножие, но и большую часть склона. Таким образом, эти характерные формационные комплексы отвечают в целом зоне континентального склона и подножия. Соответственно они залегают как на континентальной коре склона, так и на океанической коре подножия и прилегающей части абиссальных равнин, маркируя границу этих двух кор.

По формационному характеру в самом общем виде комплексы склонов и подножий подразделяются на два типа. Первый представлен маломощными глубоководными карбонатными, глинисто-кремнистыми или кремнистыми отложениями. Характерны отдельные кремнистые горизонты, выдержанные на больших расстояниях. Эти осадки накапливаются в тех случаях, когда терригенный материал с континента не поступает в зону континентального склона в связи с тектоническими ловушками на шельфе или при низком стоянии материков.

Другой тип формаций образуется в случаях, когда терригенный материал проходит через шельфовую зону и аккумулируется на склоне и подножии. Это в основном мощные многокилометровые песчано-сланцевые серии олигомиктового состава, образующиеся почти исключительно за счет размыва прилегающего континента. Терригенный материал поступает через подводные каньоны, прорезающие континентальный склон, и разносится далеко вдольсклоновыми течениями. Другой способ транспортировки материала — мутьевые потоки, поступающие с верхней части склона.

В соответствии с механизмом поступления обломочного материала меняется и строение терригенных серий, представляющих собой сложное сочетание флишевых и песчано-сланцевых неритмичных серий, реже содержащих крупные линзы песчаников. При этом с шельфа может поступать и переотложенная бентосная фауна. Строение терригенных серий меняется от места к месту и по вертикали.

Наличие крутого уступа континентального склона определяет еще одну особенность рассматриваемых комплексов, а именно — подводный размыв и стратиграфические несогласия, связанные с мощными вдольсклоновыми течениями.

Отложения, аналогичные современным шельфовым комплексам и комплексам континентального склона и подножия, широко распространены по краям палеоконтинентов самого различного возраста. Докембрийский континент Русской плиты обрамляется с запада, юга и востока формациями шельфа и континентального склона — подножия палеозойского возраста, маркируя его границы с прилегающими палеоокеаническими структурами Центральной Европы, Палеотетиса и Урала. Аналогичным образом широкая полоса, занятая мезозойскими шельфовыми комплексами, подчеркивает северный край Гондваны и т. д.

В результате интенсивных горизонтальных движений в процессе скучивания отложения шельфа и подножия нередко тектонически перемешаны с пластинами вулканогенно-осадочных пород внутренних частей палеоокеанической структуры, причем последние обычно слагают верхние пакеты пластин. В результате последующей складчатости и размыва верхние (эвгеосинклинальные) пластины сохраняются спорадически, и комплексы шельфа — склона — подножия в этих случаях маркируют сутуру бывшего океанического пространства.

Комплексы континентального склона и подножия, выделяемые в палеоструктурах, принципиально мало чем отличаются от современных. Они представлены теми же двумя главными типами формационных комплексов, которые в пределах одной и той же зоны могут сменять друг друга по простиранию и в разрезе в соответствии с высотой стояния палеоконтинента и тектоническими движениями палеошельфа. Эти комплексы стратиграфически залегают на рифтогенных образованиях (обычно с постепенными переходами) или непосредственно на гранитно-метаморфическом основании континентальной коры. По возрасту они синхронны комплексам океанической и переходной стадий палеоокеанической структуры.

Шельф, континентальный склон и континентальное подножие свойственны не только пассивным океаническим окраинам. Эти структурные элементы часто хорошо выражены в краевых и внутренних морях. Комплексы континентального склона, формирующиеся в таких зонах, принципиально не отличаются от комплексов пассивной окраины, но по возрасту они синхронны комплексам переходной стадии. В палеоокеанических структурах комплексы шельфа и континентального склона — подножия иногда формируются в большом временно́м диапазоне, так что низы разреза синхронны океанической, а верхи — переходной стадиям развития этих структур (север Урала, Южный Тянь-Шань). На карте не удалось отразить различия между комплексами пассивных континентальных окраин и комплексами континентальных окраин и внутренних морей.

ФРАГМЕНТЫ ДРЕВНЕЙ КОРЫ

Фрагменты древних континентальных кор в более молодых по возрасту складчатых зонах довольно широко распространены. Особенно большие площади они слагают в Альпийском складчатом поясе на территории Ирана, Турции и Афганистана.

Под фрагментами более древней коры понимаются такие блоки пород, которые были частью каких-то более крупных континентальных масс до того, как возникли структуры с новой океанической корой, впоследствии также преобразованные в более молодую континентальную кору. Соответственно эти фрагменты обладают всеми признаками более древней континентальной коры (метаморфические и складчатые комплексы, вулкано-плу-

тонические ассоциации, шельфовые чехлы и т. д.). Разумеется, в каждом конкретном фрагменте не всегда присутствуют все признаки, определяющие сформировавшуюся континентальную кору, иногда приходится пользоваться косвенными критериями.

В некоторых фрагментах можно выделить свои комплексы океанической, переходной и континентальной стадий, отвечающие этапам становления той древней континентальной коры, частью которой был тот или иной фрагмент. На карте такое разделение не проведено в силу картографических трудностей.

Фрагменты древней коры полигенны. Среди них отчетливо выделяются два главных типа структур; микроконтиненты и фрагменты, образовавшиеся в процессе тектонического скучивания. Микроконтиненты представляют собой осколки континентальных блоков обрамления, попавшие в океаническую структуру в процессе ее новообразования при раскалывании и раздвигании континентальных масс. Эти блоки входят в состав палеоокеанической структуры уже с самого начала ее существования, с океанической стадии развития. В современных океанах с каждым годом устанавливается все больше микроконтинентов такого типа — как надводных, так и подводных. Примерами их могут быть о-в Мадагаскар, Сейшельские острова, подводное плато Роколл и т. д. Для микроконтинентов характерны формации осадочного чехла, отличные от окружающей акватории (наземные образования или относительно мелководные карбонатные толщи), четкая батиметрическая обособленность и континентальный тип строения коры. По их краям могут накапливаться комплексы отложений, близкие комплексам континентальных склонов и подножий. Примером такой структуры может быть докембрийский Бурунтауский микроконтинент Казахстана внутри венд-кембрийской палеоокеанической структуры. По его северо-восточному краю прослеживаются вендско-кембрийские кремнистые толщи континентального подножия.

Микроконтиненты могут образовываться и на переходной стадии развития. Как уже отмечалось, на переходной стадии наряду с процессами скучивания нередко происходит раскалывание континентальных склонов и подножий. К таким микроконтинентам относятся поднятие Ямато в Японском море, Новая Зеландия и др. Наибольшие сложности возникают с выделением микроконтинентов такого типа в геологическом прошлом. Выше говорилось о том, что осадочная толща, выполняющая новообразованные глубоководные впадины краевых морей с субокеанической корой, не может быть зачастую отделена от океанических комплексов палеоокеанических структур. По границам таких микроконтинентов формируются структуры континентального склона и могут образовываться соответствующие формационные комплексы. Казалось бы, хорошим критерием являются вулканические островодужные ассоциации, обычно хорошо проявленные на таких микроконтинентах, в сочетании с располо-

женными в тылу терригенными комплексами краевого моря. Однако этот принцип, видимо, не всегда выдерживается. На поднятии Ямато, например, вулканическая островная дуга не возникла. В других же случаях оказывается, что на микроконтиненте, отколовшемся еще в океаническую стадию, в переходную формируется вулканическая островная дуга (Кокчетавско-Чуйский микроконтинент Казахстана).

Другой генетический тип фрагментов древней коры связан с крупноамплитудным пододвиганием древней континентальной коры под палеоокеанические комплексы или надвиганием континентальных комплексов на палеоокеаническую структуру. Эти фрагменты представляют собой либо выходы параавтохтона из-под вулканогенно-осадочных серий, либо слагают останцы мощных тектонических пластин, состоящих из пород древней коры, среди океанических и переходных комплексов палеоокеанической структуры. Такой тип фрагментов очень широко распространен в линейных складчатых системах типа Альпийского пояса, Урала, Южного Тянь-Шаня и т. д., для которых крупноамплитудные шарьяжи являются определяющим типом структур.

Фрагменты этого типа всегда выглядят чужеродными блоками, не имеют фациальных переходов к палеоокеаническим комплексам, сочетаются пространственно с такими формациями, как флиш, олистостромы и т. д., формирующимися перед фронтом покровов. В случае аллохтонного залегания фрагментов олистострома и флиш сложены обломками разрушающегося фрагмента.

В некоторых случаях (преимущественно в Альпийском складчатом поясе) в процессе шарьирования осадочный чехол древних континентальных масс срывается и слагает самостоятельные тектонические пластины, залегающие на или между пластинами вулканогенно-осадочных серий палеоокеанической структуры. Под сорванным чехлом отсутствует подстилавший его «гранитный» слой, и для них введен свой знак в легенде.

Фрагменты древней коры различных генетических типов в процессе складчатости и становления нового гранитно-метаморфического слоя подвергаются метаморфизму и гранитизации наряду с океаническими и переходными комплексами палеоокеанической структуры, образуя вместе с ними новую континентальную кору. Бывшие микроконтиненты при скучивании испытывают горизонтальное перемещение и обычно слагают аллохтонные или параавтохтонные комплексы в новой коре. Таким образом, в конечной структуре коры фрагменты разных типов оказываются близкими как по своей структурной позиции, так и по степени магматической и метаморфической переработки. Вследствие этого разделение фрагментов на разные генетические типы на территории Евразии не удалось провести, и они показаны на карте одним способом — чередованием полос двух цветов, один из которых отражает возраст коры фрагмента, а другой — возраст новообразованной континентальной коры.

Во многих местах в процессе тектонического скучивания комплексы океанической и переходной стадий шарьированы далеко в глубь смежных более древних континентальных блоков (Скандинавия, западный склон Урала, Оман и т. д.). Эти комплексы образуют остатки тектонических пластин внутри древней коры, а последняя слагает автохтонные полуокна или окна внутри вулканогенно-осадочных серий, относящихся к более молодой коре. В таких случаях древняя кора, как правило, не несет следов более поздней магматической и метаморфической переработки. Это позволяет отделять тектонические фрагменты древней коры в более молодой от простого тектонического совмещения разновозрастных кор.

КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ СТАДИЯ

Под континентальной стадией развития земной коры следует понимать все время существования обширных материковых массивов, обладающих мощной и выдержанной корой континентального типа с повсеместно развитым в виде сплошной оболочки зрелым гранитно-метаморфическим слоем, начиная с момента их образования и кончая их полной тектонической дезинтеграцией (если она произойдет). Континентальная стадия характеризуется сложной геодинамической обстановкой, в которой в эпоху формирования континентальной коры преобладает сжатие. Материковые массивы, находящиеся на континентальной стадии развития, выступают в рельефе земной поверхности в виде обширных пространств гористой или низменной суши, которая обрамляется и частично расчленяется шельфовыми и эпиконтинентальными мелководными морями. Седиментация на материковых массивах происходит в наземных, озерных или мелководных морских условиях, при которых на гранитно-метаморфическом складчатом фундаменте (в его депрессиях и на погружающихся склонах) формируется осадочный или вулканогенно-осадочный чехол платформенных плит, краевых прогибов и межгорных впадин. В целом для континентальной стадии характерны только два режима тектонического развития — орогенный и платформенный. Примерами материковых массивов могут служить все современные континенты. Геологическая история показывает, что подобные, но отличные по конфигурации и размерам континенты существовали в разные периоды неогея.

Поскольку на Тектонической карте Северной Евразии главным принципом тектонического районирования является время становления континентальной коры, определяемое по началу континентальной стадии, ниже главное внимание будет уделено тем структурным и вещественным признакам, которые позволяют установить этот принципиальный рубеж в развитии земной коры.

Платформенный период развития континентальной коры практически не отражен или почти не отражен на представленной Тектонической карте. Однако, как известно, он прекрасно изучен, и главнейшие особенности его структур, формаций и магматизма показаны на ранее составленных тектонических картах СССР, Европы и Евразии.

Начало континентальной стадии развития земной коры связано с резкой сменой палеогеографической и палеотектонической обстановок в складчатых сооружениях под влиянием глобальных импульсов тектонического сжатия, при котором ранее возникшие участки гранитно-метаморфического слоя и фрагменты древней континентальной коры скучиваются или стягиваются в монолитно спаянные континентальные массивы, и образуется земная кора континентального типа с повсеместно развитым в виде сплошной оболочки гранитно-метаморфическим слоем. Этот процесс сопровождается вещественным преобразованием пород всех слоев земной коры, которое в первую очередь вызывается повторной калиевой гранитизацией различных плагиогнейсов, свойственных гранитно-метаморфическому слою в коре переходного типа, с превращением их в микроклиновые и ортоклазовые гнейсы и высокоглиноземистые сланцы, а также гранитизацией амфиболитов и габбро-амфиболитов в нижних горизонтах коры и терригенных и вулканогенно-осадочных пород в ее верхних частях. В результате происходит вещественная консолидация новообразованной континентальной коры и одновременно увеличение мощности гранитно-метаморфического слоя, приводящие к перемещению границ раздела ее основных слоев (базальтового, гранитно-метаморфического и осадочного) на новые уровни, отвечающие новому распределению метаморфических пород соответствующей плотности.

В то же время под влиянием тектонического сжатия и скучивания горных масс с образованием глубоких сиалических корней и обусловленного всем этим изостатического поднятия резко изменяется рельеф земной поверхности в пределах областей развития новообразованной континентальной коры, которые вовлекаются в мощное горообразование, распространяющееся и на соседние участки более древней континентальной коры (так называемые явления орогенной активизации). Формирование обширных областей или поясов с горным рельефом обусловливает образование и накопление континентальных верхних моласс, являющихся одним из *комплексов-показателей становления континентальной коры.*

Преобразование коры переходного типа в континентальную и связанные с этим вещественные и геоморфологические изменения вызывают столь же резкую смену типов тектонических структур и комплексов геологических формаций, т. е. принципиальную структурную перестройку складчатых областей и прилежащих территорий, свойственную орогенным периодам их раз-

вития. Под влиянием всех этих процессов в областях новой континентальной коры образуется новая система тектонических структур, состоящая из сводовых горно-глыбовых поднятий и межгорных и предгорных впадин, а также краевых прогибов. Сводовые горно-глыбовые поднятия отличаются максимальным проявлением процессов калиевой гранитизации и гранитно-щелочно-гранитного магматизма, что способствует их дополнительному воздыманию. Межгорные впадины и краевые прогибы заполняются мощными комплексами верхних континентальных моласс.

Характерной особенностью этой новой системы тектонических структур является их резко несогласный, наложенный характер по отношению к структурам переходной стадии развития земной коры. Это сказывается не только в иных простираниях структур новой системы, но и в том, что и сводовые горно-глыбовые поднятия, и межгорные впадины и прогибы часто резко пересекают самые разные элементы предшествовавшей им складчатой структуры.

Гранитный плутонизм, свойственный сводовым горно-глыбовым поднятиям, представлен массивами, образующимися на месте в результате длительного метасоматоза и гранитизации вмещающих пород в условиях относительно невысоких температур. Возникающие при этом палингенные расплавы обычно сильно насыщены водой, отличаются большой вязкостью и не испытывают значительных перемещений. В петрохимическом отношении слагающие массивы породы отличаются преобладанием K над Na, пересыщены кремнеземом, иногда глиноземом. В формационном отношении они являются представителями гранитно-щелочно-гранитной формации, из состава которой часто выделяют самостоятельные гранит-лейкогранитовую, гранит-граносиенитовую, аляскитовую, щелочных гранитов и сиенитов и некоторые другие формации.

В складчатых областях, расположенных по периферии крупных океанических бассейнов, процессы тектонического скучивания и стягивания горных масс (гранитно-метаморфических разного возраста, фрагментов древних континентальных кор и т. д.), как правило, сопровождаются возникновением в глубоких частях коры уходящих под континент тектонических срывов (зон Заварицкого — Беньофа), над которыми формируются вулкано-плутонические пояса окраинно-континентального типа.

Вулкано-плутонические комплексы, слагающие эти краевые пояса, состоят из тесно связанных в пространстве и времени комагматичных субаэральных эффузивных серий и субвулканических и близповерхностных интрузий. Эффузивные образования таких комплексов всегда находятся в тесном парагенезе с верхними молассами и совместно с ними заполняют межгорные впадины или слагают самостоятельные вулканические массивы, относящиеся к классу вулкано-тектонических структур.

Во всех краевых вулкано-плутонических поясах существует четкая поперечная петрохимическая зональность, которая выражается в том, что в направлении от океана в глубь новообразованного континента происходит закономерная смена вулкано-плутонических комплексов известково-щелочного (щелочноземельного) типа соответствующими комплексами субщелочного и щелочного типов.

Известково-щелочные вулкано-плутонические комплексы включают липаритовую, дацито-липаритовую, андезито-дацитовую, андезитовую и андезито-базальтовую формации, которые часто слагают мощные геологические тела, перемежающиеся между собой и образующие подобие вулканических циклов гомодромного или антидромного характера. Интрузивными гомологами этих формаций являются высокотемпературные маловодные граниты и гранодиориты, габбро-диориты.

Щелочные (субщелочные) вулкано-плутонические комплексы отличаются повышенной общей щелочностью и часто повышенным содержанием K. Они представлены трахилипаритовой, трахиандезитовой, трахибазальтовой формациями.

Значение вулкано-плутонических комплексов краевых поясов заключается в том, что они, с одной стороны, являются комплексами-показателями становления континентальной коры, а с другой — своим расположением маркируют границу вновь образованного континентального массива с прилежащими океаническими бассейнами.

Существуют два основных способа формирования континентальной коры — автохтонный и аллохтонный. Первый из них — это такой механизм, при котором новый гранитно-метаморфический слой формируется за счет метаморфизма и гранитизации комплексов горных пород океанической и переходной стадий в результате скучивания. Следовательно, «автохтонный» подразумевает только автохтонность вещества формирующейся коры.

Аллохтонный способ формирования континентальной коры — это те случаи, когда происходит совмещение комплексов палеокеанических структур с комплексами более древней континентальной коры в результате надвигания палеокеанических структур на континентальные окраины или пододвигания последних под океаническую кору. В этом случае значительная роль в строении новой континентальной коры принадлежит древним метаморфитам, как правило, в той или иной степени ремобилизованным.

Более подробно механизмы формирования континентальной коры будут рассмотрены ниже.

СТАДИЯ НАЧАЛЬНОГО РАСКРЫТИЯ ОКЕАНИЧЕСКИХ СТРУКТУР (РИФТОГЕННАЯ)

Эта стадия соответствует началу раскалывания и раздвижения континентальных блоков и первым этапам формирования новых океанических структур. В течение этой стадии происходит накопление грубообломочных толщ, сложенных в основании аркозовыми продуктами размыва раздвигающихся континентальных блоков. В верхние части разреза попадают и продукты размыва меланократового фундамента (хромшпинелиды). Обломочные породы часто переслаиваются или замещаются по латерали щелочными вулканогенными (трахибазальтами, трахиандезитами). Синхронно с ними или предшествуя им, происходит внедрение субщелочных или ультрабазит-щелочных интрузий, образующих массивы по краям континентальных блоков.

Следует отметить, что выделить формации рифтогенной стадии трудно, так как они очень редко сохраняются во внутренних частях складчатых зон, чаще всего — вдоль континентальных склонов, где вверх по разрезу сменяются глубоководными комплексами континентального склона и подножия, как на западном склоне Урала.

Необходимо отметить, что новообразованные впадины окраинных морей также характеризуются развитием формаций, сходных с рифтогенными; их отличие заключается в том, что обломочный материал в их составе не аркозовый и, кроме того, по латерали они замещаются формациями переходной стадии развития.

ДОРИФЕЙСКИЕ СКЛАДЧАТЫЕ ЗОНЫ И ОСОБЕННОСТИ ИХ РАЗВИТИЯ

Специфика некоторых докембрийских геологических формаций и их неповторимость в дальнейшей геологической истории, особенности древнейших тектонических структур, гигантские масштабы метаморфизма, свойственные докембрийским образованиям,— все это давно приводит многих геологов к выводу о необратимости геологического развития и об особом тектоническом режиме в раннем докембрии. Между тем если оценивать результаты дорифейского тектогенеза в целом, то становится совершенно очевидным, что главное содержание геологического процесса в это время, так же как и в фанерозое, заключалось в формировании континентальной коры. Понятно поэтому, что при составлении Тектонической карты Северной Евразии проблема возможности применения рассмотренной выше концепции к обширным областям развития дорифейских пород Восточно-Европейской и Сибирской платформ была одной из основных. Специальное изучение особенностей развития древнейших комплексов

Алданского и Балтийского щитов показало перспективность применения модели становления континентальной коры, разработанной на примере складчатых областей и систем рифея и фанерозоя, при расшифровке геодинамических обстановок раннего докембрия и выяснении механизма формирования земной коры в это время.

В истории чрезвычайно длительного дорифейского мегахрона хорошо распознаются два этапа: ранний (архей или ранний архей) и поздний (ранний протерозой, по другим схемам,— поздний архей — ранний протерозой). Степень изученности геологических образований этих двух этапов неодинакова. Раннепротерозойские комплексы в связи с зональным характером наложенного на них метаморфизма сохранили многие черты исходных пород, что, в свою очередь, обеспечивает надежность палеогеографических и палеотектонических реконструкций. Сложнее обстоит дело с раннеархейскими кристаллическими образованиями, состав и условия формирования которых нередко остаются недоступными для прямой диагностики. Различные, часто взаимоисключающие выводы, к которым приходят геологи при изучении одних и тех же объектов в областях развития архейских комплексов,— не такое уж редкое явление.

Новый импульс попыткам сравнительного анализа дорифейских и фанерозойских геодинамических обстановок дало обнаружение в фундаменте древних платформ таких латеральных рядов раннепротерозойских структур и формаций, которые типичны для геологической истории фанерозоя и существуют в современной структуре земной коры. Формационные особенности раннепротерозойских комплексов фундамента древних платформ свидетельствуют о возникновении этих комплексов в условиях режимов шельфов и склонов былых континентов, краевых морей и островных дуг древних переходных зон, а также в областях океанического типа. Латеральные соотношения этих комплексов в тех случаях, когда их удается установить, позволяют утверждать, что уже начиная с рубежа 3—3,5 млрд. лет назад, существовали неоднородности земной тектоносферы, аналогичные основным тектоническим неоднородностям современной системы континент — океан.

Вместе с тем, обращаясь к истории самого раннего — архейского — этапа геологической истории, можно видеть (и это не зависит от указанных выше ограничений), что главным результатом тектогенеза в это время было создание на всех современных материках, в том числе и в Евразии, крупных массивов гранулит-базитового слоя. Этот первичный, или протометаморфический слой, независимо от того, будем ли мы думать, что он покрывал всю поверхность Земли или только ее часть, к началу позднего этапа дорифейской геологической истории образовал ряд очень крупных массивов суши, или материков, разобщенных зонами океанического типа. Можно утверждать, что с этого мо-

мента механизм формирования континентальной коры уже наверняка действовал. С этой точки зрения принципиальной разницы между ранним протерозоем и фанерозоем не существует. Можно ли, однако, говорить, что еще раньше, в архее, «работал» какой-то иной механизм? Такое предположение вряд ли может быть обосновано фактическим материалом. Какие бы особенности мы ни обнаруживали в комплексах раннего архея, совершенно очевидным остается факт формирования в итоге раннеархейского тектогенеза массивов протометаморфического слоя. А этот слой, как бы ни отличался он от зрелой континентальной коры фанерозойских и современных материков, является все же субстанцией континентального типа. По существу, это как бы несовершенная континентальная кора, если, конечно, не забывать того, что за эталон совершенства мы произвольно выбираем тип коры современных материков.

Таким образом, можно видеть, что движущий механизм тектогенеза на протяжении всей геологической истории был одинаковым. Следовательно, попытка проанализировать весь геологический процесс под углом зрения концепции стадийного формирования континентальной коры логически оправдана и уместна.

В свете такого анализа становятся понятными многие особенности тектогенеза в раннем докембрии, не находившие прежде достаточно полного объяснения. Так, зоны шельфов и континентальных склонов раннего протерозоя, развитие которых в отличие от их фанерозойских аналогов происходило в условиях переходной, а не континентальной стадии, отличаются интенсивностью проявления метаморфизма, гранитизации и гранитоидного магматизма. Причина этого заключается, видимо, в том, что материки раннего протерозоя (протоконтиненты) обладали не континентальной корой, а корой переходного типа (протометаморфический слой). Специфика раннепротерозойского этапа состоит, таким образом, в том, что формирование континентальной коры в это время происходило двумя путями. Один из них отражал стадийный процесс структурно-вещественного превращения океанической коры в континентальную и осуществлялся в древнейших (раннепротерозойских) зонах островных дуг и краевых морей. Такие зоны практически не отличаются от фанерозойских, в том числе и современных, областей перехода от океана к континенту. Другой путь — формирование континентальной коры за счет структурно-вещественного преобразования раннеархейского протометаморфического слоя и его раннепротерозойской осадочной оболочки. Нигде в фанерозойских геосинклинальных системах мы не сталкиваемся с таким типом фундамента зон шельфов и континентальных склонов. И в этом заключается одна из особенностей раннего докембрия.

Как и в фанерозойских складчатых областях, в основании толщ самых древних, раннеархейских, осадочно-вулканогенных

образований могут быть выделены комплексы пород меланократового фундамента. Однако уже сейчас ясно, что эта первичная земная кора и мантия отличались от меланократового фундамента складчатых зон неогея прежде всего обилием в их составе анортозитов.

На породах первичной земной коры залегают раннеархейские глубокометаморфизованные комплексы, в строении которых наряду с вулканитами основного состава участвуют своеобразные глиноземистые осадочные породы, кварциты. Такое сочетание необычно и в более молодых осадочно-вулканогенных комплексах не известно. И все же ряд признаков (толеитовый состав базальтоидов, залегание на меланократовом фундаменте и др.) указывает на формирование этих толщ в условиях, напоминающих режим океанической стадии более поздних эпох.

Наиболее яркая специфика раннеархейского этапа состояла, видимо, в том, что существовавшие в то время неоднородности тектоносферы, которые весьма осторожно можно было бы оценить как прообразы будущих континентов и океанов, развивались и взаимодействовали в условиях океанической или протоокеанической стадии. По-видимому, контрастность этих структур была неизмеримо меньшей, чем та, которая свойственна протоконтинентам и протоокеанам раннего протерозоя, и еще более разительна по сравнению с контрастностью фанерозойских систем континент — океан.

Когда говорят о специфике раннего докембрия, о необратимости в дальнейшем многих сторон докембрийского тектогенеза, имеют в виду обычно не только архей, но и ранний протерозой. Между тем сейчас уже достаточно хорошо ясно, что в отношении раннего протерозоя такие представления явно преувеличены. Обнаружение раннепротерозойских структур, аналогичных океаническим бассейнам, островным дугам, краевым морям, склону и подножию, шельфу, а также соответствующих осадочных и вулканогенных формаций, краевых позднеорогенных вулканических поясов — все это свидетельствует о возможности и необходимости применения сравнительного анализа при их исследовании. Кроме того, установление сложных покровно-складчатых ансамблей, образованных раннепротерозойскими комплексами, находки древнейших олистостромовых толщ указывают на то, что формирование структуры коры в протерозое происходило в условиях интенсивных горизонтальных перемещений. Характерно для этого времени, как выясняется, и чрезвычайно широкое, может быть, даже в бóльших масштабах, чем в фанерозое, проявление процессов рифтогенеза, приводивших в случае максимального раскрытия протокоры к возникновению структур океанического типа.

Вместе с тем ясно, что сам процесс формирования континентальной коры является направленным, необратимым и отражает эволюцию вещественного состава оболочек планеты. Поэтому

трудно было бы ожидать идентичности дорифейских и фанерозойских структур и комплексов. Более верный путь — поиск аналогий. Эту задачу и ставили перед собой авторы при составлении Тектонической карты Северной Евразии. Сравнительный тектонический анализ открывает, таким образом, новые возможности для разработки модели тектогенеза для всей геологической истории.

ЛЕГЕНДА КАРТЫ

Легенда Тектонической карты Северной Евразии разработана на основе изложенных выше положений. Вместе с тем она представляет собой не просто список условных обозначений, но имеет и самостоятельный смысл, так как позволяет выяснить место любого структурно-вещественного комплекса в процессе формирования континентальной коры того или иного возраста.

Легенда составлена в виде таблицы, разделенной на горизонтальные и вертикальные полосы. По горизонтали слева направо (от древних к молодым) показан возраст формирования крупных блоков или областей континентальной коры. Таких областей в Северной Евразии девять. В каждой из них выделены участки формирования разновозрастных гранитно-метаморфических слоев, составляющих данную область. Их расположение в таблице также подчинено возрастной последовательности — от древних к молодым. Таких слоев около двадцати. В целом по горизонтали в таблице показаны, по существу, основные подразделения тектонического районирования Северной Евразии, выполненного в соответствии с концепцией стадийного развития континентальной коры. Для его изображения применена цветовая закраска, причем основные цвета спектра употребляются для закраски наиболее крупных тектонических единиц — областей разновозрастных континентальных кор, а оттенки цветов отражают время формирования гранитно-метаморфических слоев, входящих в состав тех или иных областей континентальной коры.

По вертикали в таблице помещены основные структурно-вещественные комплексы. Данные о расположении этих комплексов, их возрасте, пространственных сочетаниях дают возможность получить информацию, необходимую для того, чтобы понять последовательность событий, приводящих к возникновению континентальной коры. Вместе с тем полностью выдержать этот принцип в таблице не удается, так как избранная схема изображения не позволяет отразить на одном уровне события, происходившие в разных по типу, но одновременно существовавших тектонических зонах.

В целом последовательность формирования структурно-вещественных комплексов показана в таблице сверху вниз, при этом использованы либо интенсивность цветной закраски, либо цвет-

ные крапы, либо сочетание того и другого. Исключение составляет меланократовый фундамент, который во всех областях показан черным цветом без указания возраста. Ниже (в легенде) располагаются рифтогенные комплексы начальной стадии раскрытия океанических структур, затем комплексы океанической стадии, переходной стадии и комплексы-показатели формирования гранитно-метаморфического слоя с подразделением их на нижние молассы, полутонические и вулканические ассоциации. Затем в таблице выделяется группа комплексов, сформировавшихся на более древних континентальных окраинах и развивавшихся синхронно океанической и переходной стадиям соседних зон. Это — комплексы пород континентальных склонов и подножий, образования шельфов, а также комплексы пород внутренних морей, накопление которых происходило на коре континентального типа.

Необходимо отметить, что для изображения тех подразделений, которые помещены в таблице по вертикали, применены два способа. Одна группа комплексов показана с помощью интенсивности того или иного цвета. Например, комплексы океанической стадии всегда закрашиваются наиболее ярким цветом, комплексы переходной стадии коры того же возраста — ослабленным оттенком того же цвета. Другая группа комплексов показана цветным крапом, который в таблице изображен на незакрашенном фоне. Это сделано, чтобы увеличить степень информативности карты, на которой такие знаки всегда попадают на тот или иной красочный фон, соответствующий возрасту более древних подстилающих или вмещающих комплексов. Подобные сочетания позволяют, например, «вычитать» из карты, что в одних местах шельф альпийской зоны подстилается континентальной корой дофанерозойского, а в других — каменноугольного возраста, что вмещающими породами для плагиогранит-гранодиорит-тоналитовой формации, являющейся показателем формирования того или иного гранитно-метаморфического слоя, в одних случаях служат комплексы океанической или переходной стадий этого же слоя, а в других — подобные же образования более древних слоев или даже блоки древних континентальных кор, попавших в зону молодого корообразования в качестве фрагментов. Последние изображаются на карте относительно широкими вертикальными цветными полосами, закраска которых различна: цвет одной полосы соответствует возрасту коры, которая включает фрагмент, цвет другой отвечает возрасту коры, составляющей фрагмент.

В основании вертикальной части таблицы помещены комплексы-показатели становления континентальной коры, среди которых выделяются вулкано-плутонические ассоциации, гранитоиды нормального ряда и верхние молассы.

В целом чтение таблицы предельно просто, так как содержание любого тектонического подразделения, его структурная, ве-

щественная, генетическая и возрастная характеристики, а также место в ряду событий, составляющих процесс формирования континентальной коры, легко «вычитываются» по горизонтали и вертикали.

В отдельную таблицу выделены условные знаки областей формирования первой — дорифейской — континентальной коры. Причина этого — специфика дорифейского тектогенеза, не полностью укладывающаяся в рамки той легенды, которая разработана для рифейских и фанерозойских структур. Вместе с тем таблица для дорифейских образований построена по тому же принципу, что и остальная часть легенды, так как и в раннем докембрии содержание геологического процесса сводилось к возникновению коры континентального типа.

Глава вторая

ОБЛАСТИ С ПЕРВОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРОЙ, СФОРМИРОВАННОЙ К НАЧАЛУ РИФЕЯ

▼

Эти регионы составляют большую часть современного континента Евразии, слагая два крупных древних континентальных блока: Восточно-Европейскую и Сибирскую платформы. Однако распространенность древнейшей континентальной коры в действительности более широкая, так как она слагает основание миогеосинклинальных зон (шельфов и континентальных склонов) многих складчатых зон, развитых по окраинам платформ. Особенно широки эти зоны на востоке Сибирской платформы, где они подстилают обширные пространства мезозоид Северо-Востока Азии. Они, пожалуй, могут быть сопоставлены лишь с современными шельфами и континентальными склонами Северного Ледовитого океана.

Совершенно очевидно, что особенности строения и истории формирования первой в истории Земли континентальной коры изучены лучше всего в пределах древних платформ и в первую очередь в пределах их щитов.

ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА[1]

Сравнительный анализ тектоники фанерозойских складчатых поясов и основания древних платформ Северной Евразии показывает, что эволюция их земной коры происходила в одном и том же направлении. В обоих случаях наблюдается последовательная смена во времени и пространстве коры океанического типа образованиями континентальной коры. Графическое изображение этой закономерности формирования оболочек земной коры представляло собой одну из главных задач при составлении Тектонической карты фундамента Восточно-Европейской платформы. Не менее важен вопрос о деструктивных формах, сопровождавших образование внешних оболочек земной коры. Морфологические особенности структур такого рода пока еще слабо изучены, особенно для самых ранних этапов докембрийской летописи Земли.

---

[1] В написании этого раздела принимала участие А. С. Новикова.

Сейчас хорошо известно, что в раннем докембрии не было такого момента, когда становление континентальной коры сразу в виде единого панциря охватило бы территории всех будущих древних платформ. Разновременность становления континентальной коры неизбежно приводила к тому, что между ранее возникавшими блоками с такой корой оставались «свободные» пространства, сложенные породами, характерными для разрезов океанического типа. Более того, эти лишенные континентальной коры участки могли еще длительно развиваться, сохраняя свойственное им первично меланократовое основание, и лишь значительно позже оказывались вовлеченными в процесс мощного метаморфизма и массового образования гранитоидов. Но постоянно действовавшие в коре с той или иной степенью интенсивности горизонтальные движения нередко разрывали оболочки коры, что приводило к возникновению деструктивных тектонических форм, в том числе таких, у которых вторично «обнажалось» меланократовое основание или какой-то другой горизонт разреза океанического типа. Из-за недостаточной изученности тектоническое положение и время заложения деструктивных тектонических форм в процессе становления конструктивных структур часто неясно.

Все эти и некоторые другие вопросы структурообразования пока не получили в полной мере разработанных решений. Вероятно, изображение на карте фундамента Восточно-Европейской платформы деструктивных форм нельзя рассматривать однозначно. Чтобы не перегружать текст многочисленными ссылками на труды ученых, на основе исследований которых составлена новая Тектоническая карта фундамента Восточно-Европейской платформы, мы отсылаем читателя к книге «Тектоника фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ» [1978], где приведен большой список соответствующих научных публикаций.

Структура фундамента Восточно-Европейской платформы естественно расчленяется на ряд крупных сегментов: Карельско-Беломорско-Кольский, Свекофеннский, Прибалтийский, Украинско-Воронежский, Волго-Уральский, Прикаспийский. Каждый из названных сегментов отличается оригинальными особенностями разрезов формационных комплексов, полнотой их развития и временем образования. Сегменты сопряжены один с другим по тектоническим швам дугообразной формы. На некоторых участках этих швов развивались рифейские грабенообразные структуры, наложенные на более древние линеаменты.

КОМПЛЕКСЫ ПРОТОМЕТАМОРФИЧЕСКОГО СЛОЯ

В строении фундамента Восточно-Европейской платформы выделяются раннеархейские полиметаморфические комплексы существенно базитового состава, сложенные преимущественно породами, возникшими по габброидам, толеитовым вулканитам

и железисто-кремнистым отложениям, включающие тела ультрабазитов. Эти комплексы входят в состав субстрата Мурманского массива, отрадненской, бугской и других серий. Существенную часть раннеархейских разрезов составляют также высокоглиноземистые и глиноземистые гнейсы и кристаллические сланцы, возникшие по метапелитам и метаграувакка̀м в сочетании с основными вулканитами базальтового и андезито-базальтового состава и железисто-кремнистыми породами эвлизитового ряда. Различные ассоциации этих пород образуют кольскую, беломорскую, большечеремшанскую серии.

Все эти комплексы, претерпевшие гранулитовый метаморфизм и сопутствующую ему чарнокитизацию и плагиогранитизацию, в современной структуре фундамента платформы образуют фрагменты раннеархейского протометаморфического слоя и его чехла, близкие по составу и физическим свойствам «базальтовому» слою современных материков.

С ходом времени структура протометаморфического слоя претерпела ряд преобразований на пути превращения в кору континентального типа. При этом возникли тектонические формы типа трогов, наложенные впадины или внутренние прогибы и обособились склоны протоконтинентов.

Подавляющее число структур этого типа связано с Карельско-Беломорско-Кольским сегментом; меньше их известчо среди других сегментов. Троги, тяготеющие к восточной окраине Карельского массива, заполнены в значительной мере метаморфизованными толеитовыми базальтами, пикритами и андезитобазальтами (парандовская серия), а троги западной его окраины — преимущественно метабазальтами и лептитами в ассоциации с железисто-кремнистыми толщами и тальково-хлоритовыми сланцами (гимольская серия). Возраст метаморфизма пород названных серий оценивается в 3—2,6 млрд. лет.

Вдоль западных окраин Карельско-Беломорско-Кольского и Волго-Уральского протоконтинентов сохранились ассоциации пород, сопоставимые с формациями, свойственными континентальным склонам, подножиям и краевым морям зон перехода от океана к континенту. Это — флишоидного и молассоидного типа вулканогенно-осадочные образования ладожской и воронцовской серий. Их формирование происходило в интервале 2,5—2 млрд. лет тому назад.

Примерно в то же время во внутренних прогибах протоконтинентов накапливались терригенно-вулканогенные и карбонатные породы кейвской и ятулийской, а также сармановской серий.

Консолидацию протоконтинентов завершают диорит-плагиогранитные, гранодиорит-гранитные и гнейсо-мигматитовые формации автохтонного происхождения. Гранитоиды этого типа распространены спорадически, их пластообразные тела не достигают больших мощностей (несколько километров), гранодиорит-гранитные массивы аллохтонного типа также образуют редкие

тела небольших размеров. Их становление происходило в интервале 2,4—1,8 млрд. лет тому назад.

Нетрудно заметить, что протометаморфические образования наиболее широко распространены в Карельско-Беломорско-Кольском и Волго-Уральском сегментах, занимающих восточную часть структуры фундамента платформы. В пределах Украинско-Воронежского и Прибалтийского сегментов фрагменты протометаморфического слоя встречаются гораздо реже и не столь значительны по площади. Здесь преобладают тектонические формы, сложенные ассоциациями пород сиалического ряда. Особенно широко и наиболее полно они представлены в Свекофеннском сегменте.

Хорошо известные геофизические профили глубинного строения земной коры Украинско-Воронежского и других сегментов показывают, что ниже комплексов пород, соответствующих по физическим свойствам гранитно-метаморфическому слою, залегают ассоциации, петрографически подобные базит-гипербазитам и составляющие симатический, или базальтовый слой коры. К сожалению, на данной стадии исследований еще не раскрыты особенности строения основания гранитно-метаморфического слоя, характеризующие разные сегменты. Поэтому существуют неодинаковые представления о положении пород океанического типа среди гранитно-метаморфических комплексов. Так или иначе на поверхности структуры фундамента среди гранитно-метаморфических образований во многих местах выступают сравнительно незначительные по площади тектонические фрагменты разрезов, принадлежащих ассоциации базит-гипербазитов, обозначенных в легенде карты под рубрикой «комплексы океанической стадии». Из-за мелкого масштаба карты они показаны только в районе КМА. Вместе с тем в ряде других районов на одном и том же гипсометрическом уровне встречаются поля гранитоидов и чешуйчатые структуры, среди которых в виде отдельных «пятен», линз и полос распространены породы, принадлежащие разрезу коры океанического типа. Они представлены метавулканитами спилито-диабазовой и спилито-кератофировой формации михайловской, конско-верховцевской и других серий. Эти комплексы пород отличаются слабо выраженным метаморфизмом, обычно в зеленосланцевой фации, иногда доходящим до верхних ступеней амфиболитовой.

Весьма интересным и важным представляется тот факт, что возраст пород конкско-верховцевской серии Украинского массива сопоставим с наиболее древними гранитоидами Карельско-Беломорско-Кольского протоконтинентального сегмента. Таким образом, напрашивается предположение, что уже в раннем архее существовала дифференциация структуры базальтовой оболочки на относительно поднятые гранитизированные сегменты («протоконтиненты») и пространства с корой океанического типа. Протоконтинентальный гранитоидный магматизм с характерной

натровой специализацией в направлении к древним океанического типа пространствам замещался эффузивно-осадочными сериями, сложенными примитивными коматиитами, метабазальтами и андезито-базальтами в ассоциации с телами габброидов, перидотитов.

КОМПЛЕКСЫ ПЕРЕХОДНОЙ И КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ СТАДИЙ

Эволюция земной коры в позднем архее — раннем протерозое тесно связана с интенсивным ростом гранитно-метаморфического слоя. Она началась со стадии накопления мощных комплексов пород переходной стадии. Их накопление в разных сегментах фундамента происходило неравномерно в интервале времени от 2,6 до 2 млрд. лет тому назад.

Наиболее древние комплексы представлены породами широко известной формации джеспилитов криворожской и курской серий. Более молодые аналоги переходной стадии распространены в Свекофеннском сегменте. В Центральной Швеции и Южной Финляндии среди них весьма часты лептиты, образовавшиеся по вулканитам среднего и кислого состава. Эти толщи содержат, кроме того, горизонты и пачки параамфиболитов, метабазальтов, железистых кварцитов, мраморов и графитовых сланцев. Ассоциация свекофеннских кислых вулканитов с железистыми кварцитами и известняками известна в литературе как лептито-порфировая железисто-кремнистая формация, сопоставимая с формациями предполагаемых островных дуг и краевых морей геологического прошлого. Выше по разрезу и по латерали «островодужные» образования сменяются комплексами метапелитов, графитсодержащих и слюдяных сланцев серии Грютхютан Центральной Швеции и метаморфизованных граувакк, основных эффузивов и конгломератов Центральной Финляндии, выделенных на карте под знаком краевых морей геологического прошлого. К югу и востоку от свекофеннской океанической окраины, в пределах которой образовывались упомянутые комплексы пород, располагались относительно поднятые сегменты базальтовой оболочки.

Свекофеннские вулканогенные и терригенные комплексы формировались неравномерно на площади сегмента, и различные участки его вошли в состав гранитно-метаморфического слоя не в одно и то же время. В результате разные комплексы переходной стадии образуют разновозрастные латеральные ряды контрастных структур и формаций, сравнимых с палеоструктурами и формациями складчатых систем фанерозоя и современных зон перехода от океана к континенту.

В современной структуре Свекофеннского сегмента образования переходной стадии сохранились в узких линейных зонах и локальных участках среди обширных полей, сложенных породами более молодых гранитоидных формаций.

Гранитоиды составляют важнейшую часть гранитно-метаморфической оболочки глубинной структуры фундамента платформы. Ее формирование тесно связано с интенсивными проявлениями кислого магматизма, охватившего не только огромные пространства Свекофеннского, Прибалтийского и Украинско-Воронежского сегментов, но и некоторые участки на востоке.

Изучение состава, возраста и пространственного распространения гранитно-метаморфического слоя позволяет наметить два этапа особенно интенсивного его становления: 2,5—2,3 и 1,9—1,8 млрд. лет. К этим интервалам времени приурочено образование диорит-плагиогранитной, гранодиорит-гранитной и гнейсово-мигматитовой автохтонных формаций. Процессы метаморфизма и гранитизации завершились внедрением аллохтонных массивов плагиомикроклиновых гранитов — Центрально-Финляндского, Вааса, Ревсунд, Калевальского, Кировоградского, Житомирского, Бакалинского и многих других.

О наступлении континентальной стадии развития материковой коры свидетельствуют вулкано-плутонические формации, граниты рапакиви, а также тяготеющие к ним наложенные впадины, заполненные терригенными толщами типа поздних моласс. Образования континентальной стадии распределены неравномерно в теле фундамента платформы; их возникновение совпадает с разными интервалами времени в разных сегментах. Наиболее крупные массивы вулкано-плутонических комплексов (Смоланд, Вермланд), гранитов рапакиви (Выборгский, Рижский, Коростеньский) приурочены к западной части структуры платформы и связаны со Свекофеннским, Прибалтийским и Украинско-Воронежским сегментами. Время наиболее ранних проявлений вулкано-плутонических формаций — 1,75 млрд. лет тому назад, заполнение наложенной впадины в Далекарии произошло 1,4 млрд. лет тому назад.

Итак, выше было показано, что в Свекофеннском сегменте сформировался наиболее полный разрез гранитно-метаморфического слоя, а сегменты восточной части структуры платформы — Карельско-Беломорско-Кольский и Волго-Украинский — относительно полно представляют разрез протометаморфического слоя.

Нет сомнений в том, что процесс становления материковой коры в разных участках основания платформы охватывал разные мегахроны, но ни в одном не достигал полноты развития, подобной свекофеннской.

В Украинско-Воронежском и Свекофеннском сегментах западной части платформы гранитно-метаморфическая оболочка местами достигает более 20 км, а для восточной части фундамента характерны сокращенные ее мощности. Так, в Жигулевско-Пугачевском массиве она не превышает 4—6 км; такого же порядка, иногда до 10 км, мощности свойственны гранитно-метаморфическим образованиям Кольской зоны, а в Карельской местами они достигают 15 км.

Как уже было сказано в начале раздела, структура фундамента Восточно-Европейской платформы естественно расчленяется на ряд сегментов, различающихся полнотой разрезов земной коры. Анализ условий залегания поперечных разрезов зон распространения метаморфизованных вулканогенно-осадочных комплексов разных стратиграфических уровней неизменно выявляет чешуйчатый рисунок строения, осложненный поверхностями крутых сколов, сопровождаемых катаклазом, милонитизацией, а также небольшими протрузиями линзовидных и изометричных бескорневых тел серпентинизированных гипербазитов и нередко пластовыми телами расслоенных габбро-норит-анортозитов.

Эти своеобразные структуры, получившие название чешуйчатых моноклиналей, трассируются в глубокие слои земной коры в виде круто наклоненных поверхностей, выполаживающихся с глубиной. Они представляют собой фронтальные части аллохтонных пластин.

На тектонической карте виден в плане их характерный дугообразный рисунок. Асимметрия форм составляет важную черту структуры фундамента Восточно-Европейской платформы. Сложное чешуйчатое строение раскрывают дугообразно ориентированные зоны тектонитов не только вдоль внешних ограничений крупных сегментов, но также и во внутренней структуре каждого из них. Такой стиль строения, несомненно, свидетельствует о горизонтальной природе движений, его создавших.

Рассмотрим некоторые примеры. Современная структура Свекофеннского сегмента представляет собой серию сложенных разновозрастными гранитоидными комплексами глубинно-надвиговых пластин, отделенных одна от другой во фронтальных частях тектоническими швами. В узких зонах сочленения разновозрастных пластин иногда прослеживаются тектонические фрагменты разрезов океанической (на карте не показаны из-за мелкого масштаба) и переходной стадий, выраженной главным образом островодужными комплексами и комплексами типа краевых морей. Они расположены в определенной последовательности от наиболее древних контрастных комплексов андезито-базальтового ряда (Приладожье), пелито-граувакковых серий (Тампере) к непрерывно-дифференцированным базальто-андезито-дацито-липаритовым ассоциациям (Оребро) и к более молодым контрастным андезито-базальтовым — дацито-риолитовым комплексам (Кируна).

В структуре Свекофеннского сегмента выделяется ряд пластин, сложенных диорит-плагиогранитными и гранодиорит-гранитными образованиями, различающимися возрастом формирования и положением в пространстве. Наиболее интенсивные проявления гранитизации и метаморфизма происходили в интервалах 2,5—2,3 млрд. лет — вдоль южной окраины сегмента (Приладожье, Центральная Швеция), в интервале 1,9—1,8 млрд.

лет тому назад — в Центральной Финляндии, а наиболее поздние проявления гранитоидного магматизма захватили северные участки сегмента (Северная Швеция) в интервале 1,7—1,6 млрд. лет тому назад.

Среди разновозрастных полей гранитоидов сохранились комплексы пород догранитоидного субстрата. В современной структуре сегмента они распространены в двух линейно вытянутых поясах, протягивающихся вдоль южной окраины Свекофеннского сегмента и северо-западнее Центрально-Финляндского массива гранитоидов.

Важная особенность становления гранитно-метаморфического слоя Свекофеннского сегмента состоит в том, что формирование этого слоя осуществлялось в процессе прогрессивного его разрастания как во времени, так и в пространстве, путем постепенного захвата все новых и новых участков. Выделяющиеся внутри него пластины земной коры, прошедшие в разные интервалы времени сначала океаническую, а затем переходную стадии развития, оказались расположенными рядом, что, несомненно, вызвано их сближением по латерали. Соотношения гранитизированных пластин с чешуйчатыми структурами свидетельствуют о том, что гранитообразование и метаморфизм неизменно следовали за тектоническим скучиванием, разрешавшимся возникновением складчатых чешуйчато-надвиговых форм. В результате сформировался Свекофеннский аллохтон, поверхность срыва которого в современной структуре фундамента совпадает с поверхностью Конрада, а местами, возможно, захватывает и более глубокие слои внутри базальтовой оболочки.

Высокую степень тектонической расслоенности обнаруживает также структура Волго-Уральского сегмента. На карте она показана в виде серии чешуй, сложенных протометаморфическими образованиями Жигулевско-Пугачевского, Окско-Волжского, Прикаспийского и других массивов, перемежающихся с нерасчлененными образованиями протометаморфического слоя. Эти пластины — Камско-Вятская, Токаревско-Уфимская, Эмбенская, Осинская, Онего-Вагская, Ветлужская — отличаются пестрым набором формационных комплексов, принадлежащих разным стадиям развития оболочек земной коры. Здесь широко представлены образования протобазальтового слоя и вулканогенно-осадочной оболочки — метагабброиды и основные метавулканиты (в том числе коматииты и метапикриты привятской серии), а также многочисленные тела гипербазитов, стратиформные пластовые тела габбро-норит-анортозитов с асимметричным рисунком метаморфической зональности. С этими же пластинами связаны и гранитно-метаморфические образования: валообразные, вытянутые вдоль простираний глубинных линеаментов тела гранитоидов и гранито-гнейсов. Глубинные сейсмические профили отмечают в этих местах увеличенную до 10—15 км мощность и «двуслойный» разрез гранитно-метаморфического слоя, дис-

конформные границы раздела внутри земной коры, варьирующие глубины положения поверхности Мохоровичича.

Многократно повторяющиеся особенности состава в однотипно построенных моноклиналях, разделенных зонами тектонических нарушений, выявляют чешуйчато-надвиговую природу Волго-Уральского сегмента. На примере анализа этого сегмента отчетливо прослеживается зарождение и развитие ранних стадий гранитно-метаморфического слоя в тесной связи с горизонтальными движениями.

Черты строения, близкие Камско-Вятской структуре Волго-Уральского региона, наблюдаются и в других сегментах. К ним принадлежат Кольско-Мезенско-Вычегодская, Курско-Воронежская, Рязано-Саратовская и другие пластины.

Анализ рисунка линеаментов, расчленяющих фундамент Восточно-Европейской платформы, показывает, что направление движений земной коры в разных сегментах не оставалось постоянным. Это особенно хорошо видно в местах их сочленения, где линеаменты одного сегмента резко срезаются шовными зонами другого. Так, движения Кольско-Мезенско-Вычегодской и Беломорской пластин происходили с северо-востока на юго-запад, а Волго-Уральский сегмент и, по-видимому, Карельская пластина перемещались преимущественно с северо-запада на юго-восток; в этом же направлении двигался Свекофеннский аллохтон. Менее определенные направления движений выявляются по простираниям Прибалтийского и Украинско-Воронежского сегментов. Вместе с тем имеющиеся весьма неполные данные как будто бы указывают на их движение навстречу Кольско-Мезенско-Вычегодской и Беломорской пластинам.

В глубоком докембрии к особой категории структур принадлежат гранитно-гнейсовые купола. Их куполовидная форма подтверждена не только непосредственными наблюдениями в поле, но и аэрофотоснимками и снимками с искусственных спутников Земли. Внутренняя структура куполов чрезвычайно сложна. Многие исследователи подчеркивают, что осевые плоскости свойственных им многочисленных складок пластического течения пород часто бывают наклонены от периферии купола в сторону его апикальной части. Купола пронизаны различными по составу и происхождению автохтонными и аллохтонными гранитоидами вплоть до самых лейкократовых их разновидностей калиевой специализации. Столь же широко распространены в них явления гранитизации и мигматизации. Купола занимают иногда большие площади, тесно между собой сближены и напоминают в плане своеобразные «стада» и «рои» овальных тектонических форм. Межкупольные участки обычно также сложены гнейсами, имеющими очень сложную пликативную и дизъюнктивную структуру. В нижней части гнейсовых куполов встречаются прослои и пачки амфиболитов. Хорошо доказано, что плагиогнейсы куполов образовались по различным вулканическим и осадочным

отложениям, что подтверждается местами сохранившимися реликтовыми текстурами этих пород.

Все исследователи, изучавшие гнейсовые купола, пришли к выводу об их длительном унаследованном развитии. В архее и раннем протерозое эти купола, несомненно, возникали на базитовом субстрате. Однако многие вопросы механизма формирования гнейсовых куполов и причины их автономного становления среди смежных в современном эрозионном срезе и одновременно с ними развивавшихся линейных структур совершенно не ясны.

В фундаменте Восточно-Европейской платформы гнейсовые купола распространены в Сфекофеннском (Северное Приладожье), Карельско-Беломорско-Кольском (Беломорская пластина), Украинско-Воронежском сегментах и в других местах. Их сочленения с линейными одновозрастными структурами там, где эти сочленения не замаскированы явлениями гранитизации и массивами позднейших гранитоидов, всегда являются тектоническими, причем во многих случаях породы линейных структур, как правило, характеризуются очень крутыми углами падения, а также сопровождаются рассланцеванием, будинажем и милонитизацией.

Намеченная выше схема дифференцированных движений дает самое общее представление о постепенном тектоническом стягивании первично обособленно развивавшихся сегментов в единую структуру.

Подводя итог сказанному о структуре Восточно-Европейской платформы, нельзя пройти мимо еще одного очень важного обстоятельства. Дело в том, что в ее теле почти совсем не сохранились ненарушенные соотношения между первичными структурно-формационными зонами, возникавшими и развивавшимися в течение архея и раннего протерозоя. Если местами еще можно наблюдать, и то не очень часто, нормальные стратиграфические контакты между отдельными членами разрезов, то первичные сопряжения тектонических форм различных категорий в современном эрозионном срезе фундамента, за немногими исключениями, отсутствуют. Неоднократно упомянутые ранее многочисленные тектонические пластины различных сегментов далеко не отражают всего сложного структурного рисунка древнейших образований платформы. Эти пластины, являющиеся частями первозданных структурно-формационных зон, как правило, прослеживаются по простиранию лишь на несколько сотен километров, редко больше. Они тектонически выклиниваются, пережимаются, прерываются тупыми или более острыми углами торцовых сочленений или, наконец, картируются в виде удлиненных, а то и причудливой в плане формы отдельных «пятен», не связанных единством строения со смежными пластинами. Совершенно очевидно, что такое строение есть результат длительного, многократного преобразования структуры фундамента

платформы, осуществлявшегося в процессе латерального перемещения масс горных пород во все стадии созидания оболочек коры. Это перемещение то затухало, то возобновлялось с новой интенсивностью, причем многие тектонические швы замаскированы проявлениями неоднократного метаморфизма, гранитизации и поколениями различных гранитоидов. В сущности структура фундамента Восточно-Европейской платформы в целом представляет собой гигантскую тектоническую брекчию. Предстоят трудоемкие многолетние детальные исследования, прежде чем путем палинспастических реконструкций удастся воссоздать истинное расположение структурно-формационных зон во всей полноте их первичного тектонического рисунка.

Вместе с тем все изложенное выше о раннедокембрийских образованиях Восточно-Европейской платформы позволяет сделать следующие выводы.

1. В строении фундамента платформы участвуют существенно разные по составу и степени метаморфизма формационные комплексы двух типов — волго-уральский и свекофеннский. Комплексы волго-уральского типа принадлежат ранним стадиям развития континентальной коры платформы — стадиям формирования ее протометаморфического слоя, а комплексы свекофеннского типа могут быть отнесены к комплексам-показателям становления гранитно-метаморфического слоя континентальной коры.

2. Выявлены пространственные закономерности распространения сегментов, сложенных разными типами земной коры. Сегменты высокого залегания протометаморфического слоя (волго-уральский тип коры) образуют подавляющую часть структуры фундамента, тогда как сегменты свекофеннского типа с наиболее полными разрезами гранитно-метаморфического слоя приурочены к северо-западному и юго-западному участкам его структуры.

3. Рисунок распространения различных слоев земной коры, отражающий разную полноту разрезов гранитно-метаморфического слоя в разных сегментах, позволяет предполагать, что структурная дифференциация земной коры проявилась уже на самых ранних стадиях формирования ее внешних оболочек.

4. Сравнительный анализ формационных комплексов сегментов, возникших в процессе преобразования структуры протометаморфического слоя в «протоконтинент», с формационными комплексами океанической и переходной стадий смежных сегментов свидетельствует о существовании раннедокембрийских латеральных рядов структур и формаций, образующих систему протоконтинент — протоокеан.

5. Общий ход геологических событий в раннем докембрии Восточно-Европейской платформы был направлен по пути последовательного созидания оболочек земной коры. Проведенный анализ позволяет по-новому интерпретировать структуру фун-

дамента древних платформ, в становлении которой большая роль принадлежала горизонтальным движениям.

6. Сравнение структуры фундамента Восточно-Европейской платформы с подобными структурами других древних платформ показывает, что, по-видимому, ее «макробрекчиевидное» строение резко выделяется. Во всяком случае, ничего подобного на Африканской, Северо-Американской и Австралийской платформах не известно, а отдельные сильно нарушенные зоны их фундамента не соизмеримы с превышающими их во много раз по площади более тектонически спокойными крупными сегментами, а также простирающимися на многие сотни и даже тысячи километров линейными поясами складчатых сооружений. И одна из важнейших тектонических задач изучения раннего докембрия заключается в том, чтобы понять причину этой бросающейся в глаза особенности структуры фундамента Восточно-Европейской платформы.

СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

Наряду с Восточно-Европейской платформой Сибирская платформа составляет крупнейший элемент структуры Северной Евразии. Формирование континентальной коры на этой огромной по площади территории завершилось в конце раннего протерозоя, а начиная с рифея здесь повсеместно устанавливается платформенный режим. Каких-либо признаков существования в дорифейское время изначальной континентальной коры в Сибири не известно. В основании стратиграфических разрезов древнейших комплексов здесь всегда обнаруживаются меланократовые породы. В связи с этим дорифейский этап тектогенеза рассматривается как время формирования первой в геологической истории коры континентального типа.

Хорошие возможности для изучения вещественного состава, строения, объема и соотношений дорифейских комплексов представляет южная часть Сибирской платформы, где на больших площадях вскрыты на дневной поверхности древнейшие образования. История изучения этой территории связана с именами В. А. Обручева, Д. С. Коржинского, Н. В. Фроловой, Ю. К. Дзевановского, Е. М. Лазько, А. А. Маракушева, Е. В. Павловского, Л. И. Салопа, Н. Г. Судовикова, их многочисленных учеников и последователей. Анализ тектоники дорифейских образований юга Сибирской платформы с позиций концепции стадийного формирования континентальной земной коры был выполнен недавно А. М. Лейтесом и В. С. Федоровским (1977, 1978). Данный раздел составлен на основании этих последних работ.

В структуре фундамента юга Сибирской платформы отчетливо выражены два этажа. Нижний этаж — раннеархейский — образуют интенсивно складчатые гнейсы и кристаллические

сланцы гранулитовой фации регионального метаморфизма, испытавшие позднее на больших пространствах регрессивный высокотемпературный метаморфизм. Верхний этаж — позднеархейский-раннепротерозойский — образован зонально метаморфизованными осадочными и осадочно-вулканогенными толщами, плутоническими образованиями. Именно в процессе формирования этих структурных этажей возникла первая в Сибири континентальная земная кора, в истории становления которой выделяются два крупных этапа — ранний и поздний. Особенность дорифейского тектогенеза состоит в том, что в течение раннего этапа, который завершился 3,5—3 млрд. лет назад, зрелая континентальная кора еще не возникла. Результатом этого этапа было формирование первичного метаморфического или, как мы его называем, протометаморфического слоя [Лейтес, Федоровский, 1977], который по своим физическим и химическим параметрам во многом был похож на «базальтовый» слой, или третий слой коры океанического типа. Лишь в результате геологических событий позднего этапа (3—1,7 млрд. лет назад) завершилось преобразование протометаморфического слоя в кору континентального типа [1].

УЧАСТКИ СТАНОВЛЕНИЯ ПРОТОМЕТАМОРФИЧЕСКОГО СЛОЯ

В строении протометаморфического слоя участвуют две группы комплексов. Одна из них объединяет компоненты первичной земной коры и мантии, включающие ультрабазиты, метагабброиды, амфиболиты, габбро-анортозиты и анортозиты. Другая группа комплексов протометаморфического слоя образует раннеархейскую глубокометаморфизованную осадочно-вулканогенную оболочку. На значительных площадях Сибирской платформы эти группы комплексов не удается отделить одну от другой. В таких случаях на карте они показываются как комплексы протометаморфического слоя нерасчлененные.

---

[1] Совершенно очевидно, что граница между ранним и поздним этапами (3—3,5 млрд. лет) является наиболее важным рубежом в истории дорифейского докембрия Сибири. Именно ее целесообразно было бы принять здесь за границу главных хроностратиграфических единиц этого времени — архея и протерозоя. В настоящее время, однако, общепринятая традиционная схема деления докембрия предлагает проводить рубеж между археем и протерозоем по уровню 2,5—2,6 млрд. лет. Между тем, как это сейчас выясняется, в последовательности геологических событий раннего (дорифейского) докембрия Сибири этот временной рубеж не имел самостоятельного значения: с ним не связаны ни этапы складчатости, ни явления метаморфизма и гранитизации, интрузивного магматизма. С позиций концепции стадийного формирования континентальной коры, когда главные геологические границы отражают этапы формирования крупных масс коры континентального типа, рубеж 2,5—2,6 млрд. лет должен считаться границей промежуточного значения.

Комплексы первичной земной коры и мантии. Надежных данных, которые позволяли бы всегда уверенно отделять комплексы первичной земной коры от комплексов раннеархейской осадочно-вулканогенной оболочки, не существует. Истинные их соотношения замаскированы чрезвычайно интенсивным проявлением регионального метаморфизма, происходившего в термодинамических условиях гранулитовой фации. На необходимость такого расчленения указывает, однако, анализ состава архейских серий Алданского щита, в связи с чем этот вопрос будет рассмотрен ниже, после характеристики комплексов оболочки.

Тела гипербазитов немногочисленны и невелики по размерам. Они включают перидотиты, пироксениты, лерцолиты, гранатсодержащие плагиоклаз-пироксеновые эклогитоподобные породы. Соотношения с вмещающими гранулитами, кроме тех случаев, когда они соприкасаются по разрывам, не вполне ясны. Предполагается [Глуховский, 1975], что гипербазиты представляют собой древнейшее мантийное вещество, заключенное среди метабазальтов в виде ксенолитов.

Гораздо шире распространены метаморфизованные породы основного состава — метагабброиды, меланократовые (полиметаморфические) амфиболиты, ассоциирующие с гипербазитами и иногда связанные с ними постепенными переходами. В тех случаях, когда такие переходы не обнаруживаются, суждения о принадлежности пород основного состава к комплексам первичной земной коры условны и могут быть обоснованы только косвенными (петрологические, геохимические) данными.

К образованиям первичной земной коры отнесены массивы габбро-анортозитов и анортозитов, образующие крупные массивы на юге Сибирской платформы (Джугджурский и Олекмо-Каларский). Большинство исследователей считает, что эти массивы имеют интрузивное происхождение. Известны факты интрузивных соотношений анортозитов с вмещающими раннеархейскими породами, довольно широко проявлены ореолы анортозитизации вокруг массивов. Вместе с тем приуроченность анортозитов к выходам основных и ультраосновных кристаллических сланцев самых нижних частей архейского разреза позволяет предполагать, что анортозиты наряду с породами ультраосновного и основного состава могли играть роль фундамента для осадочно-вулканогенных серий Алданского щита, т. е. входили в состав первичной земной коры. Факты активного воздействия анортозитов на породы оболочки могут в этом случае объясняться как следствие их ремобилизации.

Комплексы раннеархейской глубокометаморфизованной осадочно-вулканогенной оболочки. Эти комплексы широко распространены на Сибирской платформе. На Алданском кристаллическом массиве они включают иенгрскую, тимптонскую и

джелтулинскую серии, на Анабарском массиве — далдынскую, верхнеанабарскую и хапчанскую серии. Аналоги этих серий устанавливаются, по геофизическим данным, во многих районах плитной части платформы.

Иенгрская серия в типовой местности (Иенгрская складчатая область) тектонически обособлена от других серий алданского комплекса и сложена основными кристаллическими сланцами и гиперстеновыми гнейсами, по составу отвечающими базальтоидам толеитового типа, а также кварцитами, силлиманит- и кордиеритсодержащими гранатовыми гнейсами и кристаллическими сланцами, образовавшимися по первично-осадочным породам, карбонатными и апокарбонатными диопсидовыми породами. При общей мощности иенгрской серии 10—12 км больше половины ее объема приходится на долю первично-осадочных пород, тяготеющих к средней и верхней частям ее разреза. В основании иенгрской серии располагается толща амфиболовых и амфибол-пироксеновых основных кристаллических сланцев и меланократовых амфиболитов с редкими линзами кварцитов, а также блоки метаморфизованных базитов и гипербазитов. Иенгрская серия участвует в строении системы концентрически располагающихся крупных и мелких изоклинальных складок. Формирование такой сложной структуры — результат неоднократного проявления складчатых деформаций, происходивших в процессе регионального метаморфизма. За пределами Алданского кристаллического массива иенгрская серия, по геофизическим данным [Гафаров и др., 1978], прослеживается далеко на запад и северо-запад и устанавливается под платформенным чехлом в трех зонах центральной части Сибирской платформы — Верхнеоленекской, Ботуобинской и Усть-кутской.

Тимптонская и джелтулинская серии алданского комплекса, нередко выделяемые в качестве единого тимптоно-джелтулинского комплекса, представлены гиперстеновыми гнейсами и кристаллическими сланцами, глиноземистыми (гранат-, силлиманит-, кордиеритсодержащими) гнейсами и кристаллическими сланцами, карбонатными и апокарбонатными диопсидовыми породами. Поле распространения пород тимптоно-джелтулинского комплекса разделено крупным Тыркандинским разломом на две зоны. Разрез западной зоны (Сутамский синклинорий) отличается преобладанием первично-осадочных пород и подчиненным развитием основных метавулканитов (общая мощность около 9000 м). Восточная зона охватывает Тимптоно-Учурское междуречье и отличается преобладанием в разрезе комплекса пироксеновых кристаллических сланцев и гнейсов по основным вулканитам. Мощность архейских толщ составляет здесь 15 000 м. В низах разреза располагаются, так же как и в разрезе иенгрской серии, основные двупироксеновые кристаллические сланцы и гнейсы.

Складчатая структура зон, образованных тимптоно-джелтулинским комплексом, сложна. Картируемые складки группируются в веерообразные и дугообразные системы кулисообразно расположенных изоклинальных структур.

Аналоги тимптоно-джелтулинского комплекса широко распространены на остальной части платформы. Они слагают Анабарский кристаллический массив, Олекминскую зону, а по геофизическим данным — и ряд крупных зон в плитной части платформы.

Комплексы протометаморфического слоя нерасчлененные. Обширные пространства территории Сибирской платформы занимают полиметаморфические образования, показанные на карте как комплексы протометаморфического слоя нерасчлененные, т. е. включающие и комплексы первичной земной коры, и комплексы раннеархейской осадочно-вулканогенной оболочки. На дневной поверхности такие образования шире всего представлены в Становой, Чарской, Батомгской складчатых областях и системах. Как правило, устанавливается трехчленное строение наблюдаемых здесь разрезов метаморфических толщ. Нижние их части (мощностью около 3000 м) сложены метабазитами и метагипербазитами (пироксеновые кристаллические сланцы с оливином, магнезиальным гранатом и шпинелью), биотит-гиперстеновыми и амфибол-гиперстеновыми кристаллическими сланцами и гнейсами, меланократовыми амфиболитами и габбро-амфиболитами. Средние части разрезов (3000—4000 м) представлены основными кристаллическими сланцами, плагиогнейсами и гнейсами, чередующимися с пачками и линзами глиноземистых (с гранатом, силлиманитом, кордиеритом) и высокоглиноземистых (корундовых, кианит-корундовых, кианитовых) кристаллических сланцев и гнейсов, кварцитов и (редко) мраморов. В верхней части разрезов (3000—4000 м) обособляются основные кристаллические сланцы и гнейсы, практически не отличимые от таких же пород, образующих низы разрезов.

Несмотря на такое кажущееся постоянство разрезов станового архея, можно все же сомневаться в его повсеместной стратифицированности. Действительно, первично-осадочные или осадочно-вулканогенные архейские толщи здесь зачастую не удается отделить от образований первичной земной коры. Причина этого в чрезвычайно мощном проявлении раннепротерозойской («древнестановой») гранитизации и повторного метаморфизма, охвативших гигантские пространства Сибирской платформы. Во многих случаях это обстоятельство затрудняет или вообще исключает возможность реконструкции разрезов ввиду того, что первичные признаки пород, подвергшихся полиметаморфизму и гранитизации, оказываются утраченными.

Складчатая структура Становой области возникла в результате многократного наложения деформаций, причем наиболее

крупные картируемые структуры в Становой области ориентированы в субширотном направлении. В других зонах ориентировка складчатых структур, как правило, соответствует направлению контуров Сибирской платформы, изгибаясь соответственно ее краям.

По геофизическим данным, нерасчлененные образования протометаморфического слоя занимают большие площади на западе платформы (в Тунгусской и Нижнеангарской складчатых областях), на севере в Оленекской и Тюнгской зонах, на востоке — в Хандыгской зоне, где они скрыты под платформенным чехлом.

Таким образом, в целом на раннем этапе становления первой континентальной коры Сибирской платформы повсеместно происходило формирование только протометаморфического слоя. Каких-либо признаков появления зрелой континентальной коры еще нигде не обнаруживается. Об этом прежде всего свидетельствует отсутствие соответствующих по возрасту комплексов-показателей становления континентальной коры. Возникший протометаморфический слой (или протокора), как уже указывалось, соответствовал «базальтовому» слою современных континентов. Главной особенностью раннего этапа было повсеместное и почти равномерное проявление регионального метаморфизма гранулитовой фации. По-видимому, в Восточной Сибири нет таких мест, где можно было бы надежно доказать, что в раннем архее здесь существовали какие-либо иные термодинамические обстановки. Появляющиеся в геологической литературе время от времени указания на находки постепенных зональных переходов от гранулитов к породам, метаморфизованным в амфиболитовой и даже зеленосланцевой фациях, еще ни разу не были подтверждены. Как правило, подобные зоны являются результатом регрессивных изменений гранулитов в связи с наложением более позднего метаморфизма и характеризуют уже полиметаморфические комплексы. С другой стороны, можно утверждать, что гранулитовая фация никогда не проявлялась в Сибири в комплексах, возраст которых моложе 3 млрд. лет, т. е. после раннего этапа становления континентальной коры. В свете этих данных формирование раннеархейского протометаморфического слоя представляется как совершенно особый, неповторимый в дальнейшей истории эпизод в длительном процессе развития первичной земной коры и ее раннеархейской оболочки.

Вместе с тем исходный состав образований раннеархейской оболочки первичной земной коры в тех случаях, когда его удается реконструировать, указывает на широкое развитие базальтоидов, обломочных пород типа граувакк, хемогенных кремнистых и карбонатных отложений, т. е. того набора пород, который в какой-то мере отвечает комплексам океанической и, возможно, переходной стадий фанерозойских областей. Рас-

пределение различных типов древнейших пород по площади свидетельствует о том, что во время их накопления первичная земная кора была уже дифференцирована: в ее пределах можно выделить участки относительной тектонической стабильности и более высокого стояния с характерными для них разрезами иенгрского типа и участки относительной тектонической подвижности с вулканогенными разрезами тимптоно-джелтулинского или анабарского типа. Можно думать, что первые из них были прообразами континентов, а вторые — прообразами океанов фанерозоя. Эти и многие другие проблемы строения и истории формирования протометаморфического слоя еще далеки от разрешения. Для задач данной работы целесообразно рассмотреть вопрос о подходе к выделению в составе протометаморфического слоя двух главных типов комплексов: первичной земной коры и ее осадочно-вулканогенной оболочки.

Принадлежность многих глубокометаморфизованных образований Алданского кристаллического массива к осадочно-вулканогенной оболочке какой-то еще более древней первичной коры многократно обсуждалась и является сейчас общепринятой. Некоторые данные в этом направлении получены в самое последнее время в результате исследования изотопии S [Виноградов и др., 1976] и исчезающе малых количеств Re [Лейтес и др., 1977] в нижнеархейских породах. Эти данные как будто свидетельствуют о том, что зарождение жизни, процессы фотосинтеза и становление кислородной атмосферы, возникновение гидросферы и самого осадочного процесса в водной среде относятся ко времени, незначительно предшествовавшему накоплению толщ верхней (федоровской) свиты иенгрской серии. Такие же данные получены по породам тимптоно-джелтулинского комплекса. Именно внутри разреза алданского кристаллического комплекса происходит (снизу вверх по стратиграфической вертикали) смена изотопных составов S, сходных внизу с составами, характерными для метеоритов, такими (в верхней части разрезов), которые отражают уже установившийся динамический круговорот S на уровне, близком к современному. В свою очередь, это указывает на установившуюся соленость вод океана и окончательное формирование кислородной атмосферы.

Можно утверждать, следовательно, что в случае алданского кристаллического комплекса мы имеем дело с самыми древними на Земле осадочными породами, накопившимися в водной среде. Понятно, что эти осадочные породы отлагались на каком-то субстрате, фундаменте или, правильнее говоря, на какой-то первичной земной коре. Какая же часть известного разреза раннего архея Сибирской платформы может быть признана за кору такого типа? Решение этого вопроса наталкивается на ряд затруднений. Результаты исследований изотопных составов S и распределение в породах и минералах Re не дают, к сожалению,

возможности жестко установить границу первичной коры и ее оболочки. Ясно лишь то, что в нижних частях разрезов иенгрской серии присутствуют породы, в которых изотопный состав сульфидной S очень однообразен и сходен с метеоритным и, что особенно важно, различия в изотопных составах сульфатной и сульфидной S в верхах разреза иенгрской серии, а сульфатной S по всему ее разрезу здесь минимальны. Эти данные должны интерпретироваться как указание на отсутствие гидросферы и кислородной атмосферы и, следовательно, позволяют предполагать, что именно здесь мы сталкиваемся с первичной земной корой. В конкретных разрезах такие породы представлены базит-гипербазитовыми глубокометаморфизованными образованиями. Нет оснований предполагать, что ниже этих пород можно ожидать появления каких-то образований кислого состава, в частности гранитоидов. Во-первых, нигде в этой части разреза фундамента Сибирской платформы таких пород просто не обнаружено, во-вторых, плотностные характеристики гранулитов фундамента Сибирской платформы соответствуют плотностям «базальтового» слоя земной коры [Гафаров и др., 1978], а геофизические данные в целом не оставляют надежды на возможность существования на глубине каких-либо пород гранитоидного состава. Вместе с тем нужно еще раз подчеркнуть, что обнаружение и тем более картирование границы между первичной земной корой и ее раннеархейской оболочкой в настоящее время — во всяком случае по сибирским материалам — задача пока практически неразрешимая. Понятно поэтому, что предпринятая на Тектонической карте Северной Евразии попытка их разделения может рассматриваться лишь как один из возможных вариантов.

Поздний этап становления первой континентальной коры Сибирской платформы охватывает промежуток времени от 3 до 1,7 млрд. лет. Намечается два ствола развития. Один из них отражает преобразование раннеархейского протометаморфического слоя и его раннепротерозойской осадочной оболочки в кору континентального типа, другой — формирование новообразованного раннепротерозойского гранитно-метаморфического слоя, происходившее вне площадей развития протометаморфического слоя, в зонах, разделявших массивы такого слоя.

Структуры и формации, возникшие в результате этих двух путей формирования континентальной коры, были, как это выяснилось на примере Байкальской складчатой области, тесно связаны латерально и развивались одновременно и в динамическом взаимодействии [Лейтес, Федоровский, 1977, 1978].

УЧАСТКИ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПРОТОМЕТАМОРФИЧЕСКОГО СЛОЯ В КОРУ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ТИПА

Крупные массивы раннеархейского протометаморфического слоя в течение позднего этапа выступали в качестве структур материкового типа (протоконтиненты) и стали фундаментом для его раннепротерозойской осадочной оболочки. Структурная эволюция протоконтинента Восточной Сибири подразделяется на три этапа. Первый из них охватывал период 3—2,6 млрд. лет и отражал эпизод деструкции протометаморфического слоя. Он сопровождался формированием внутрипротоконтинентальных рифтов, ставших зонами накопления так называемого трогового комплекса [Федоровский, Лейтес, 1968]. Структурно-вещественные комплексы второго этапа (2,6—2 млрд. лет) свидетельствуют о тектонической стабилизации территории и начавшемся горизонтальном сжатии. В это время на окраинах протоконтинента (шельф и склон), а также во внутренних прогибах происходило накопление мощных осадочных серий. Третий этап не имеет жестко фиксированной нижней границы (2,4—1,9 млрд. лет), однако его верхняя граница хорошо определена (1,7 млрд. лет). Отличительная особенность этого этапа — региональный малоглубинный зональный метаморфизм и интенсивная гранитизация как протометаморфического слоя (для которого метаморфизм позднего этапа был повторным), так и осадочной оболочки этого фундамента, а также внедрение крупных масс гранитоидов. Все эти процессы происходили в обстановке общего тектонического скучивания.

Троговый комплекс внутрипротоконтинентальных рифтов. Троговый комплекс образует два типа структур, отличающихся по своей структурной позиции и вещественному выполнению: а) узкие шовные рифтогенные прогибы, ориентированные перпендикулярно краю протоконтинента, б) относительно широкие и протяженные зоны грабенов, расположенные параллельно окраине протоконтинента.

Троговый комплекс первого типа (мощность 2000—4000 м) включает осадочно-вулканогенную и кремнисто-железистую формации. Это — разнообразные зеленые сланцы и амфиболиты, возникшие по основным и средним лавам и туфам, метаморфизованные вулканиты среднего и кислого состава, метаморфизованные песчаники, алевролиты, конгломераты, железистые кварциты и ассоциирующие с ними тела гипербазитов и габброидов. Наибольшее количество структур первого типа в современном срезе устанавливается в южной части Сибирской платформы. В других ее частях чрезвычайно протяженные рифты обнаруживаются под платформенным чехлом по интенсивным линейным максимумам магнитного поля и минимумам силы тяжести [Гафаров и др., 1978]. Разрезы каждой конкретной структуры

обычно трудно сопоставимы между собой; они отличаются друг от друга различным сочетанием тех или иных компонентов, что указывает на формирование троговых толщ в изолированных прогибах, а не в виде единого покрова, как это иногда предполагают.

Комплекс второго типа (мощность от нескольких сотен до нескольких тысяч метров) и вмещающие его структуры сосредоточены на севере и западе Байкальской складчатой области. В составе комплекса преобладают разнообразные метапесчаники при подчиненном значении метаконгломератов и филлитов. Значительная часть объема комплекса приходится на долю послойных и секущих тел метадиабазов, метагаббродов и метапорфиритов. В районах Прибайкалья они составляют иногда до 50% мощности видимого разреза. Преобладание мелкообломочного материала в составе комплекса (метапесчаники) свидетельствует о малой контрастности структур, а изобилие метадиабазов указывает на возникновение самих этих структур в условиях растяжения. Вместе с тем данный комплекс не образует сплошного покрова, а развит в виде полос, расположенных параллельно краю протоконтинента, что позволяет определить вмещающие его структуры как грабены [Лейтес, Федоровский, 1978].

Внутрипротоконтинентальные рифты — узкие шовные структуры. Как правило, они ограничены крутыми разломами или надвигами. В обнаженной южной части платформы отдельные рифты достигают 200 км в длину при ширине в плане до 20 км. Под платформенным чехлом такие структуры, по геофизическим данным, прослеживаются на еще большие расстояния, иногда превышающие 1000 км. Внутренняя структура рифтов оформилась в условиях сжатия. Это либо интенсивно гофрированные, нередко опрокинутые синклинали, либо пакеты моноклинально залегающих пластов, блокированные разломами.

Положение трогового комплекса в разрезе раннего докембрия точно определено: его породы залегают на гранулитах протометаморфического слоя и, в свою очередь, с видимым согласием перекрыты осадочными толщами внутренних прогибов, шельфов и склонов протоконтинента. Важно подчеркнуть, что формирование трогового комплекса не привело, как это иногда думают, к возникновению новых порций континентальной коры. Накопление трогового комплекса не завершилось ни складчатостью, ни метаморфизмом, ни внедрением гранитов. Все эти события последовали значительно позже, в конце раннего протерозоя, после накопления мощных осадочных серий шельфов, склонов, внутренних прогибов, перекрывших троговый комплекс. Направленный процесс конструктивного созидания континентальной коры, очевидно, не был непрерывным; он прерывался эпизодами деструкции, сопровождавшимися накоплением трогового комплекса.

Многие признаки указывают на возникновение трогового комплекса и вмещающих его структур в условиях рифтогенеза [Грачев, Федоровский, 1970]. Их отличие от внутриконтинентальных рифтов фанерозоя состоит прежде всего в том, что эти древнейшие рифты формировались не на коре континентального типа, а на протометаморфическом слое, что и объясняет некоторые формационные и другие особенности этих древнейших структур рифтогенного класса. Прежде всего это относится к железистым кварцитам, являющимся важной составной частью трогового комплекса и в более молодых толщах рифтогенного типа не известным.

Осадочный чехол протоконтинента Восточной Сибири: комплексы шельфа, склона и внутренних прогибов. Эти комплексы распространены главным образом по периферии Сибирской платформы, как бы подчеркивая широкую краевую зону былого протоконтинента. Единый латеральный ряд структур и формаций этого этапа установлен в Северо-Восточном Забайкалье (Олекмо-Витимская горная страна, Патомское нагорье).

Комплексы протоконтинентального шельфа и склона. Эти комплексы залегают либо с несогласием на нижнеархейских породах протометаморфического слоя, либо согласно — на грабеновых фациях рифтогенного комплекса. Хотя комплексы шельфа и склона и обладают различными типами разрезов, по латерали они связаны между собой постепенными переходами.

В составе комплексов шельфа участвуют разнообразные метаморфизованные осадочные породы. В нижней части располагаются высокоглиноземистые хлоритоидные и дистен-хлоритоидные сланцы, кварциты, кварцевые метаконгломераты — продукты разрушения и переотложения древней коры выветривания. Стратиграфически выше залегают олигомиктовые метапесчаники и метаалевролиты, которые близ зон поднятий содержат мощные линзы и пачки полимиктовых метаморфизованных конгломератов и гравелитов. Еще выше разрез характеризуется чередованием толщ метаморфизованных песчаников и алевролитов с толщами и горизонтами мраморизованных известняков. Состав обломочного материала указывает на то, что область питания была расположена севернее, а разрушению подвергались нижнеархейские породы протометаморфического слоя. Характерна очень четкая фациальная устойчивость выделяемых здесь свит, которые без заметных изменений прослеживаются по простиранию на десятки и даже сотни километров. Суммарная видимая мощность комплексов шельфа — 5000—6000 м.

Комплексы протоконтинентального склона и его подножия отличаются значительной ролью в их составе флишоидных фаций. В нижней части разрезов преобладает терригенный, а в средней — терригенно-карбонатный флиш. Появляются мощные толщи мраморов. Как и в зоне шельфа, снос материала про-

исходил с внутренних частей протоконтинента. Верхняя часть разрезов резко отличается от средней и нижней частей присутствием метаморфизованных граувакковых песчаников и гравелитов (иногда конгломератов), состав обломочного материала которых свидетельствует о сносе со стороны островной кордильеры, расположенной южнее протоконтинента, в былом океаническом бассейне. Разрез завершается толщей известковистых метапесчаников и филлитов с горизонтами доломитов. Общая мощность превышает 1500 м. Непосредственно в краевой зоне склона среди флишоидных серий обособляется толща олистостромового типа, что, по-видимому, указывает на режим протоконтинентального подножия.

Структура комплексов шельфа и склона протоконтинента очень сложна. Повсеместно распространены крупные тесно сжатые изоклинальные складки, повторно деформированные в результате интенсивного горизонтального сжатия, направленного с севера на юг. Максимальное сжатие сопровождалось шарьированием крупных пластин и формированием общего покровно-складчатого ансамбля, резким повышением степени зонального метаморфизма и гранитизацией. В результате возникла гигантская дугообразная в плане складчатая система, которая в Байкальской горной области обращена выпуклостью на север, а в Байкало-Саянской зоне — на юг. Ее общая протяженность в современном срезе достигает 2500 км. Анализ геофизических данных указывает на распространение этого пояса комплексов шельфа и склона практически по всей периферии Сибирской платформы.

Комплексы внутренних прогибов. Так же, как и комплексы шельфа и склона, комплексы внутренних прогибов располагаются на фундаменте, представленном протометаморфическим слоем. По латерали они были наиболее удалены от протоконтинентального подножия, а сами внутренние прогибы отделялись от соседних с ними зон шельфов достаточно широкими поднятиями. Разрез толщ внутренних прогибов (удоканская серия и ее аналоги) хотя и отличается от разрезов осадочных серий окраин протоконтинента, обнаруживает с ними несомненные черты сходства. В основании залегают разнообразные слюдистые сланцы, метапесчаники и метаалевролиты, мономиктовые (кварцевые) песчаники, кварцевые конгломераты и кварциты — продукты размыва и переотложения древней коры выветривания. Выше следуют олигомиктовые метапесчаники и метаалевролиты, образующие пачки ритмичного строения, карбонатные породы. Состав обломочного материала указывает на формирование толщ в результате размыва раннеархейского протометаморфического слоя. Верхняя часть разреза характеризуется полимиктовым составом обломочных пород, среди которых наряду с продуктами размыва протометаморфического слоя присутствуют псаммиты граувакового состава, обломоч-

ный материал которых указывает на его транспортировку со стороны той же островной кордильеры, которая поставляла обломочный материал и в бассейны протоконтинентального склона. Завершается разрез толщей метаморфизованных алевролитов и филлитов. Общая мощность превышает 10 000 м [Салоп, 1964; Федоровский, 1972].

Внутренние прогибы — структуры конседиментационного типа. Фациальный состав отложений и их мощность изменяются по направлению от периферии к центральным частям прогибов. Структура удоканской серии в самом крупном Кодаро-Удоканском прогибе характеризуется сочетанием простых брахиформных складок со складками сложного строения, которые контролируются в одних местах зонами погребенных под удоканской серией рифтов, в других — деформациями, связанными с формированием гранито-гнейсовых куполов, в третьих — сжатием, возникавшим в экзоконтактовой зоне Кодаро-Кеменского гранитного лополита. Структуры общего смятия для внутренних прогибов не характерны.

Комплексы-показатели преобразования протометаморфического слоя. В конце раннего протерозоя осадочные серии, накопившиеся на окраинах протоконтинента, подверглись интенсивному смятию с образованием сложных складчатых систем. Складчатость сопровождалась малоглубинным зональным метаморфизмом, носившим региональный характер. Кардинальные изменения в это время испытал протометаморфический слой, служивший фундаментом этих осадочных серий. Раннеархейские гранулиты протометаморфического слоя подверглись региональному регрессивному метаморфизму в условиях амфиболитовой фации, сопровождавшемуся интенсивной гранитизацией и последовавшим затем гранитоидным магматизмом. Именно в результате всех этих процессов произошло преобразование протометаморфического слоя и его осадочной оболочки в кору континентального типа. В качестве комплексов-показателей этого процесса рассматриваются гранитоидные формации: автохтонная плагиогранито-гнейсовая и аллохтонная гранодиорит-гранитная.

Плагиогранито-гнейсовая автохтонная формация объединяет плагиогранито-гнейсы, гранито-гнейсы, гнейсовидные биотитовые и амфибол-биотитовые граниты, образовавшиеся в условиях нормальной щелочности. Массивы этих пород окружены ореолами гранитизации, размеры которых нередко превышают площади самих массивов. Характерны интенсивное проявление процессов постмагматического выщелачивания, образование мусковитовых пегматитов. Массивы этих гранитоидов, хотя по возрасту они являются раннепротерозойскими, располагаются главным образом среди комплексов протометаморфического слоя, за счет гранитизации которых они в основном и возникали. Вместе с тем хорошо известны факты активного воздействия

этих гранитоидов и на метаморфизованные породы осадочной оболочки протометаморфического слоя. Массивы гранитоидов чрезвычайно разнообразны по величине: от очень небольших, площадью в сотни квадратных метров или 10—15 км², до весьма значительных, площадью в сотни и даже тысячи квадратных километров. Форма массивов также разнообразна: это гранито-гнейсовые купола, валы, грибовидные, линзо- и чашеобразные тела и группы таких тел.

Гранитоиды этой формации, как правило, синметаморфические. Вместе с тем в Патомском нагорье и Олекмо-Витимской горной стране установлены не только гнейсовидные, но и массивные разновидности этих пород, слагающие достаточно крупные тела, пересекающие метаморфические зоны. Специальное изучение показало, однако, их петрологическое единство с автохтонными гранитоидами, причем выяснилось, что внедрение их происходило во время максимума регионального метаморфизма. Об этом свидетельствует специфический характер метасоматических изменений вмещающих пород [Кориковский и др., 1974].

Аллохтонная гранодиорит-гранитная формация является уже послеметаморфической. Крупные массивы пород этой формации картируются на дневной поверхности в Олекмо-Витимской горной стране, а по геофизическим данным предполагается их развитие под платформенным чехлом в западной и центральной частях Сибирской платформы. В Олекмо-Витимской горной стране аллохтонные гранитоиды образуют крупный (60×200 км²) Кодаро-Кеменский лополит [Федоровский, 1972; Лейтес, Федоровский, 1972], прорывающий породы удоканской серии и предшествующие гранитоиды автохтонной формации.

Раннепротерозойский возраст всех рассмотренных гранитоидов обосновывается геологическими и радиологическими данными. Эти гранитоиды прорывают архейские кристаллические породы и нижнепротерозойские осадочно-вулканогенные и осадочные серии, мигматизируя их (автохтонные граниты) или образуя зоны контактовых роговиков (аллохтонные граниты). Значения возраста гранитов колеблются в интервале 2,4—1,8 млрд. лет. Отмечается некоторая эволюция их химического состава. Автохтонные гранитоиды при общей их умеренной щелочности характеризуются преобладанием Na над K. Аллохтонные гранитоиды эпохи максимального метаморфизма, хотя и отличаются несколько повышенной калиевостью, близки к автохтонным по богатству летучими, кислотофильности и мощному проявлению постмагматических процессов. Постметаморфические аллохтонные граниты в отличие от синметаморфических образуют зоны контактовых роговиков, обладают склонностью к явлениям гибридизма, отличаются незначительным содержанием летучих; K в них часто преобладает над Na.

УЧАСТКИ СТАНОВЛЕНИЯ ГРАНИТНО-МЕТАМОРФИЧЕСКОГО СЛОЯ В ПОЗДНЕМ АРХЕЕ — РАННЕМ ПРОТЕРОЗОЕ

На юге Сибирской платформы существует группа дорифейских комплексов, формирование которых происходило за пределами массива протометаморфического слоя, возникшего в раннем архее. Они накапливались на меланократовом фундаменте и подразделяются на рифтогенные комплексы начальной стадии раскрытия океанических структур, комплексы океанической стадии и островодужные комплексы переходной стадии.

Комплексы начальной стадии раскрытия океанических структур (рифтогенные). На Сибирской платформе они выделяются условно, так как их не всегда удается отличить от образований океанической стадии. На крайнем юге платформы обособляется узкая, но протяженная (700 км) полоса разнообразных кристаллических пород усть-гилюйской серии — метанократовые амфиболовые плагиогнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, биотитовые и гранат-биотитовые, гранат-амфиболовые гнейсы и сланцы, переслаивающиеся с телами основного и ультраосновного состава. Мощность серии 5000—6000 м. Е. В. Ялынычев [Рассказов, Ялынычев, 1977] провел реконструкцию состава исходных пород усть-гилюйской серии и показал, что в ее составе преобладают спилит-диабазовая и граувакковая формации при подчиненном значении железисто-кремнистой и кремнисто-карбонатной формаций. Вулканогенные породы составляют 70—75% объема серии и характеризуются натровой тенденцией щелочности. Геофизические данные указывают на залегание усть-гилюйской серии на меланократовом фундаменте.

Анализируя особенности состава и структуры усть-гилюйской серии, можно видеть ее сходство как с образованиями океанического типа, развитыми в более западных районах (муйская серия), так и с комплексами внутрипротоконтинентальных рифтов, рассмотренными выше. Такое сходство, по-видимому, не случайно, так как в состав серии, вероятно, включены и те и другие образования, что вполне естественно. Интересно, что севернее полосы развития усть-гилюйской серии, в области распространения протометаморфического слоя, картируются субширотные параллельные зоне усть-гилюйской серии грабены, выполненные обломочными толщами, образовавшимися за счет разрушения протометаморфического слоя при некотором участии вулканитов пестрого состава. Расположение всех этих структур в плане очень напоминает ситуацию, которая характерна для зон раскрытия фанерозоя: раскрывающаяся океаническая структура находится в окружении грабенов, заложенных на коре континентального типа. В нашем случае роль континентальной коры играет протометаморфический слой.

Комплексы океанической стадии. Эти комплексы установлены только на севере Байкальской складчатой области, где объединяющая их муйская серия занимает довольно большие площади. В строении муйской серии, мощность которой достигает нескольких тысяч метров, по данным Л. И. Салопа [1964], участвуют метаморфизованные вулканиты типа спилитов и кератофиров, граувакковые отложения, прослои кремнистых яшмовидных сланцев. В тесной ассоциации с этими породами находятся тела гипербазитов, габброидов и амфиболитов. Замечательная особенность муйской серии состоит в том, что хотя она сама и имеет раннепротерозойский возраст, а слагающие ее породы претерпели в это время зеленокаменное перерождение и подверглись плагиогранитизации, большие по площади участки развития пород этой серии к концу раннего протерозоя приобрели лишь свойства метаморфического слоя и не вошли в состав массива предрифейской континентальной коры. Многие данные указывают на то, что муйская серия образует самый древний метаморфический слой раннепалеозойской коры континентального типа. Другая, меньшая часть поля развития пород спилит-кератофировой формации муйской серии, ставшая основанием островодужных комплексов раннего протерозоя, в ходе процессов раннепротерозойского тектонического скучивания, метаморфизма и гранитизации причленилась к дорифейскому протоконтиненту и вместе с ним в конце раннего протерозоя образовала единый массив континентальной коры.

Комплексы переходной стадии. Комплексы имеют ограниченное распространение и могут быть выделены только в юго-западной части Сибирской платформы. В современном срезе они образуют узкую (10—30 км) и вытянутую на 500 км полосу отчетливо дугообразной формы, располагающуюся между краевой зоной протоконтинента с ее осадочным чехлом и палеокеанической муйской зоной. Это — древняя островодужная система. В ее строении выделяются две зоны. В разрезе комплекса внешней зоны, обращенной к окраине протоконтинента, участвуют в нижней его части метаморфизованные туфопесчаники и грауваккн, несогласно залегающие на спилитах муйской серии; средняя часть разреза образована толщей переслаивания метавулканитов (миндалекаменных диабазов, порфиритов, кварцевых кератофиров, порфиров) с метапесчаниками и сланцами, содержащими горизонты известняков; в верхней части разреза обособляется мощная толща мраморизованных известняков и мраморов с отдельными телами и покровами метаморфизованных базальтоидов и порфиритов. Общая мощность 5000—6000 м.

Комплексы внутренней зоны обнаруживаются только на флангах дугообразной системы. На западном фланге — это миндалекаменные диабазы, порфириты, альбитофиры, их туфы, туфолавы, лавобрекчии, подчиненные линзы и прослои порфири-

тов, ортофиров, метаморфических сланцев, филлитов и известняков. Вулканогенным породам свойственна натровая тенденция щелочности. На восточном фланге зоны в строении нижней части разреза комплекса участвуют кварцевые порфиры и их туфолавы, кератофиры, порфириты, туфы и туфогенные песчаники; в средней части преобладают песчаники и туфы с отдельными покровами кислых, средних и основных лав, а в верхней части разреза — кварцевые порфиры с редкими прослоями порфиритов и миндалекаменных диабазов. Общая мощность 1500—2000 м.

Структура комплекса внешней зоны сложна и образовалась в результате двух этапов деформаций. Конседиментационные складки первой генерации были деформированы в процессе тангенциального сжатия с образованием складок второй генерации. Строение внутренней зоны проще — здесь наблюдаются только брахиформные складки.

Формационный состав рассмотренных комплексов переходной стадии (молассоидные толщи, контрастный характер раннеорогенных вулканических серий), их залегание на метаморфизованных толщах спилит-кератофировой формации океанической стадии, позиция этих комплексов в латеральном ряду одновозрастных толщ между океаническими образованиями и осадочными сериями протоконтинентального склона и подножия свидетельствуют об их формировании в условиях древнейшей островной вулканической дуги.

Комплексы-показатели формирования гранитно-метаморфического слоя. Как и комплексы самого этого новообразованного слоя, они имеют на Сибирской платформе ограниченное развитие. К такого типа образованиям можно, пожалуй, отнести только средние по размерам тела диорит-плагиогранито-гнейсовой автохтонной формации, картируемые в полосе распространения метаморфических пород усть-гилюйской серии на крайнем юге Сибирской платформы.

Комплексы-показатели становления первой континентальной коры. В Восточной Сибири известны все разновидности данной группы дорифейских комплексов. Это вулкано-плутоническая ассоциация, рапакивиподобные граниты, верхние молассы.

Вулкано-плутоническая ассоциация образует два пояса: Северо-Байкальский на юго-западе Сибирской платформы и Улканский на ее юго-востоке.

Северо-Байкальский пояс образован акитканским комплексом вулканических и плутонических образований, ассоциирующих с поздними молассами. Вулканические компоненты представлены фельзитами, кварцевыми и фельзитовыми порфирами и ортофирами, базальтовыми порфиритами, андезитами, туфолавами, агломератовыми туфами и игнимбритами, образующими покровы, потоки и экструзивные тела [Бухаров, 1973]. Породы пестро окрашены и образовались в наземной обстановке.

По химическому составу вулканиты занимают промежуточное положение между нормальными и щелочными породами и отвечают щелочноземельным сериям с отклонением к субщелочным. Плутонические компоненты комплекса комагматичны вулканитам. Это диориты, гранодиориты, гранодиорит-, граносиенит- и сиенит-порфиры, граниты, кварцевые монцониты, гранит-порфиры, аплиты и пегматиты, обособляющиеся в четыре фазы. От ранних фаз к поздним уменьшается основность пород и содержание анортитовой составляющей в полевошпатовых алюмосиликатах, нарастает пересыщенность пород кремнеземом и преобладание калиевых полевых шпатов над плагиоклазами. Как и вулканиты, плутонические образования занимают промежуточное положение между известково-щелочными и щелочными породами и обладают несколько повышенной щелочностью.

Верхние молассы пространственно и в разрезе тесно связаны с вулканитами. Это пестроокрашенные полимиктовые конгломераты, гравелиты, песчаники и алевролиты, накапливавшиеся в межгорных впадинах. Наибольшее их количество известно в низах и верхах разреза акитканской серии, нередко они замещаются вулканитами.

Акитканский комплекс не несет следов регионального метаморфизма. Его породы с несогласием перекрывают нижнепротерозойские метаморфические образования и гранитоиды и содержат их в гальке конгломератов. В свою очередь, они перекрыты рифейскими обломочными и карбонатными толщами платформенного чехла. Радиологические датировки эффузивов и гранитоидов (1,7—1,8 млрд. лет) согласуются с данными геологических наблюдений и позволяют определить время формирования этих пород как конец раннего протерозоя.

Улканский комплекс на юго-востоке платформы очень похож на акитканский. В его состав включаются базальты, порфириты, трахиандезиты, трахиты, лавы липаритового состава, их туфы, игнимбриты, образующие трахибазальтовую и базальто-липаритовую формации наземных вулканических серий. С вулканитами, среди которых преобладают кислые разности, ассоциируют поздние пестроцветные молассы, а также плутонические образования габбро-гранофировой и гранитоидной щелочной формаций. Как для вулканитов, так и для плутонических пород характерна повышенная щелочность. Породы улканского комплекса залегают на раннепротерозойских метаморфитах и, в свою очередь, перекрыты рифейскими осадочными толщами. Радиологические датировки имеют только плутонические компоненты комплекса —1,8—1,9 млрд. лет [Гамалея, 1968].

Между Северо-Байкальским и Улканским поясами располагаются отдельные поля выходов неметаморфизованных красноцветных отложений, включающих прослои вулканогенных пород (кебектинская свита). Эти отложения залегают на мета-

морфизованных осадочных породах удоканской серии и прорывающих их гранитоидах и, в свою очередь, перекрыты рифейскими карбонатно-обломочными толщами платформенного чехла.

Формационный состав вулкано-плутонических ассоциаций и их место в геологической истории докембрия, химизм образующих их компонентов, геодинамические обстановки их формирования — все это свидетельствует о принадлежности акитканского и улканского комплексов к позднеорогенным образованиям. Подобные комплексы в истории формирования складчатых систем фанерозоя занимают вполне определенное место, указывая на возникновение коры континентального типа. Они выступают, следовательно, в качестве комплексов-показателей становления такой коры [Моссаковский, 1975; Пейве и др., 1976]. Такое же значение имеют и рассмотренные выше древнейшие в Сибири и впервые появившиеся в восточной части материка Евразии позднеорогенные образования. Конец раннего протерозоя представлял собой, таким образом, время решительного перелома в ходе геологической истории этой территории, когда впервые здесь возник огромный по площади массив со зрелой континентальной корой фанерозойского типа [Лейтес, Федоровский, 1978].

Рассматривая структуру фундамента Сибирской платформы в целом, можно видеть, что в ее центральной части обособляется массив раннеархейского протометаморфического слоя, который в эпоху раннепротерозойского тектогенеза был мало затронут процессами повторного метаморфизма и гранитизации. Вокруг этого массива, практически по всей периферии Сибирской платформы, протягивается широкая (200—500 км) зона того же протометаморфического слоя, но претерпевшего в раннем протерозое интенсивный регрессивный метаморфизм и гранитизацию. Именно здесь, в пределах этой зоны, протометаморфический слой в течение позднего этапа был полностью преобразован в кору континентального типа. Мы видим, следовательно, что интегральная структура фундамента Сибирской платформы представляет собой гигантское по размерам неправильной формы кольцо континентальной коры с мощным «гранитным» слоем, внутри которого заключен массив древнейшей протокоры или протометаморфического слоя, сходного по своим физическим характеристикам с «базальтовым» слоем. Эта особенность структуры фундамента Сибирской платформы определяла закономерности распределения ее платформенного чехла. На геологических картах хорошо видно, что чехол платформы как бы повторяет контуры поля развития непереработанного протометаморфического слоя. Это и понятно, так как возникшее в результате дорифейского тектогенеза кольцо континентальной коры, окружавшее область развития протокоры, испытывало начиная с рифея изостатическое воздымание и под-

вергалось разрушению. Отсюда и поставлялся обломочный материал в центральные опущенные участки платформы.

Обращают внимание гигантские размеры «гранитного» кольца Сибирской платформы. Его протяженность превышает 8000 км, а площадь — 5 000 000 км². Эти значения красноречиво свидетельствуют о совершенно исключительных масштабах дорифейского континентального корообразования. И так было не только на Сибирской платформе. Ранний докембрий был временем формирования главных объемов и масс континентальной коры на всем материке Евразии.

Суммируя материалы по тектонике фундамента Сибирской платформы, можно сделать такие основные выводы:

1. В фундаменте платформы не обнаруживается признаков существования изначальной континентальной земной коры. Анализ формационного состава нижнеархейских осадочно-вулканогенных серий и пород основания, на котором они накапливались, показывает, что первичная земная кора была меланократовой.

2. Первичная земная кора не была однородной. Геодинамические обстановки раннего архея отражают существование тектонических неоднородностей первичной коры, оболочка которой в одних участках имеет существенно осадочный, в других — преимущественно вулканогенный состав. Это обстоятельство позволяет предположить существование уже на самых ранних стадиях геологического развития таких структур, которые можно было бы считать прообразами океанов и континентов будущего.

3. Первые признаки появления зрелой континентальной коры появились лишь в конце раннего протерозоя, о чем свидетельствует возникновение вулкано-плутонических комплексов и поздних моласс с возрастом 1,7—1,8 млрд. лет. Вся история предшествовавшего геологического развития была историей формирования первой континентальной коры.

4. Ранний этап этой истории (до 3,5—3 млрд. лет) был временем накопления осадочно-вулканогенной оболочки первичной земной коры и повсеместно в Сибири завершился проявлением гранулитового метаморфизма. В результате возник крупный массив своеобразного протометаморфического слоя, который по своему химическому составу и физическим свойствам отвечал «базальтовому» слою современных континентов.

5. В палеотектонических обстановках позднего этапа гранулит-базитовый протометаморфический слой выступал как область высокого стояния, материк, окруженный океанической акваторией. Такие массивы, во многом похожие на континенты фанерозоя и современности, но еще не обладавшие зрелой континентальной корой, предлагается называть протоконтинентами.

6. Начало позднего этапа характеризовалось широким проявлением тектонической деструкции, когда в условиях господство-

вавшего растяжения происходило накопление троговых комплексов внутрипротоконтинентальных рифтов и рифтогенных комплексов начальной стадии раскрытия океанических структур. Все они — аналоги комплексов так называемых зеленокаменных поясов других регионов мира. В межрифтовых зонах на протометаморфическом слое в это время формировалась кора выветривания.

7. В краевых частях протоконтинента Восточной Сибири в течение второй половины позднего этапа в условиях режимов шельфа, склона и внутренних прогибов происходило накопление мощных осадочных серий. За пределами протоконтинента в это время формировались спилито-кератофировые серии океанического бассейна и осадочно-вулканогенные образования островодужной системы. Все они составляют единый латеральный ряд структур и формаций, свидетельствующий о существовании геодинамической системы протоконтинент — океан.

8. Отличия системы протоконтинент — океан раннего протерозоя от систем континент — океан фанерозоя и современности, несмотря на их принципиальное сходство, были все же весьма значительны. Краевая зона протоконтинента, ставшая ложем нижнепротерозойских миогеосинклинальных серий шельфа и склона, не обладала континентальной корой; она была, если можно так сказать, обречена на дальнейшее перерождение. Мощное проявление метаморфизма и гранитизации, поразившие и протометаморфический слой и его осадочную оболочку в краевой зоне протоконтинента, привели в итоге к такому перерождению и возникновению зрелой континентальной коры. В системах континент — океан фанерозоя, напротив, миогеосинклинальные комплексы шельфов и склонов располагаются на фундаменте, представляющем собой кору континентального типа; для них не характерны ни сколько-нибудь значительные проявления метаморфизма, ни интрузивный магматизм, а само накопление комплексов шельфов и склонов отражает континентальную стадию развития. С позиций концепции стадийного формирования континентальной коры (океаническая, переходная и континентальная стадии) очевидно, что процесс накопления осадочных толщ дорифейских шельфов и склонов, происходивший на коре переходного типа (протометаморфический слой), должен быть отнесен к переходной стадии. Отсюда следует еще один важный вывод: в отличие от переходных зон фанерозоя, охватывающих, главным образом, области островных дуг и краевых морей, в раннем протерозое переходная стадия осуществлялась не только в зонах перехода от протоконтинента к океану, но и, главным образом, в краевых зонах самих протоконтинентов.

9. Дорифейское геологическое развитие фундамента Сибирской платформы было отчетливо направленным: это был длительный и сложный процесс преобразования древнейшей коры океанического типа в кору континентальную. Несмотря на за-

метную специфику дорифейских геодинамических обстановок и формаций горных пород, можно утверждать, следовательно, что и в раннем докембрии, и в фанерозое главное содержание геологического процесса было одинаковым и заключалось в последовательном, стадийном структурно-вещественном преобразовании океанической коры в кору континентальную.

10. Формирование первой (дорифейской) коры континентального типа было чрезвычайно длительным; оно заняло колоссальный промежуток времени — более 2,2 млрд. лет, т. е. более половины всей обозримой геологической истории. За это время на половине площади Евразии образовалась континентальная кора дорифейского возраста. Такая же картина наблюдается и на других материках. Вместе с тем очевидно, что по мере удаления от начальной точки отсчета геологического развития происходит нарастание темпов формирования континентальной коры и ее объемов за единицу времени. По-видимому, существование уже возникшей первой континентальной коры имело решающее значение для ускорения темпов континентального корообразования в фанерозое.

Глава третья

ОБЛАСТИ С КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРОЙ, СФОРМИРОВАННОЙ К НАЧАЛУ ФАНЕРОЗОЯ

▼

В пределах Северной Евразии эти области распространены очень ограниченно. Небольшие их участки известны в юго-западной Скандинавии (Свеконорвежский блок), на Тимане и в Печорской низменности, а также на Енисейском кряже. Более обширные пространства континентальная кора этого возраста занимает в пределах материков Гондваны, которая в настоящей записке рассматриваться не будет.

СВЕКОНОРВЕЖСКИЙ БЛОК

В составе Свеконорвежского блока распространены образования, выделявшиеся ранее под названием готид. Затем их принадлежность к готидам оспаривалась рядом исследований. Однако последние данные по геологии этих районов и особенно многочисленные радиологические датировки возраста пород позволили по-новому подойти к трактовке истории развития этой части Балтийского щита.

Как сейчас выясняется, комплексы широко распространенных здесь «преготских» гнейсов Юго-Западной Швеции и гнейсов Конгеберг — Бамбле Южной Норвегии представляют собой гранитизированные образования, насыщенные ультраосновными породами, анортозитами, габбро и гиперитами. Здесь также часты кристаллические сланцы основного и высокоглиноземистого состава. Породы местами подверглись чарнокитизации и плагиогранитизации (эндербиты), а также гранулитовому метаморфизму, возраст которого попадает в интервал 1400—1200 млн. лет [Тектоника фундамента..., 1978]. Эти образования авторами упомянутой монографии рассматриваются как комплексы меланократового фундамента и океанической стадии, разделить которые в настоящее время невозможно. С ними тесно ассоциируют гранодиорит-кварцеводиоритовые интрузии — так называемые граниты Омоль I и Омоль II, с которых, видимо, начинается переходная стадия развития этого сегмента, охватывающая также время накопления терригенных, местами терригенно-вулканогенных отложений формаций Дальсландия и Телемарк. В их верхней части, как известно, появляются песчаники и конгломераты, соответствующие нижней молассе. Формирование континенталь-

ной коры знаменуется здесь внедрением калиевых гранитоидов Бохус и Рьюкан, возраст которых датируется 1000—930 млн. лет. Структуры этой зоны характеризуются широким развитием чешуйчатых моноклиналей и надвигов. От смежных районов с более древней континентальной корой она отделена зонами крупных разломов, к которым приурочены полосы милонитов и тела пород ультраосновного состава.

Таким образом, есть основания предполагать, что континентальная кора этой части Балтийского щита сформировалась в середине рифея и причленилась к более древнему континентальному массиву Восточно-Европейской платформы.

СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ И ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ОКРАИНЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Большие участки континентальной коры, сформировавшиеся к концу докембрия, расположены на северо-восточном и юго-восточном краях Восточно-Европейской платформы, на западном склоне Урала и в северной части Западно-Сибирской низменности. В большинстве случаев позднедокембрийская кора перекрыта мощным палеозойским платформенным чехлом. Только на западном склоне Урала в ядрах крупных антиклинориев выходят на поверхность вендские, рифейские и более древние образования, позволяющие судить об особенностях строения и истории формирования позднедокембрийской континентальной коры. Докембрийские комплексы с угловым и азимутальным несогласием перекрыты здесь палеозойскими платформенными образованиями, интенсивно смятыми и разбитыми разломами. Эти деформации связаны с варисским тектогенезом, захватившим не только область позднепалеозойской коры Урала, но и распространившимся на запад, в пределы более древней коры.

Главная особенность рассматриваемой территории — почти полное отсутствие в ее пределах типичных офиолитовых комплексов — свидетелей существования на этом месте типичных палеоокеанических структур. Вместе с тем здесь широко развиты гнейсы, амфиболиты и кристаллические сланцы, в той или иной степени гранитизированные и имеющие, по геологическим и радиологическим данным, дорифейский возраст (николайшорская свита Приполярного Урала, харбейский комплекс Полярного Урала и их аналоги).

Дорифейские отложения с размывом и несогласием перекрыты мощными рифейскими вулканогенно-осадочными сериями, которые, как правило, метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фаций. Основная часть их разреза сложена осадочными породами. Это аркозовые кварциты и темные и зеленые кварцево-слюдяные, кварцево-слюдяно-хлоритовые, кварцево-альбито-хлоритовые сланцы, в основном представляющие собой измененные алевролиты и аргиллиты. Более грубо-

обломочные разности (аркозовые песчаники) приурочены к низам разреза (ошизская свита Приполярного Урала). На разных уровнях разреза фиксируются линзы и невыдержанные горизонты мраморов, содержащих иногда строматолиты и микропроблематику среднего и верхнего рифея.

Среди осадочных пород на разных уровнях разреза появляются вулканиты, представленные в основном измененными лавами базальтовых, андезито-базальтовых и андезитовых порфиритов. Вулканиты слагают отдельные линзы или пласты мощностью до нескольких сотен метров. В основном эффузивы приурочены к сланцевой части разреза (пуйвошская и шокуринская свиты Приполярного Урала, няровейская свита Полярного Урала). Количество вулканитов резко меняется от места к месту.

По особенностям формационного состава рифейские комплексы больше всего соответствуют комплексам переходной стадии, хотя и от нее их отличает отсутствие отчетливых вулканических дуг с их обильной пирокластикой, граувакк, флиша и т. д. Петрохимические особенности вулканитов рассмотренного комплекса изучены недостаточно, и следует также учитывать возможное изменение их состава в результате метаморфических преобразований. По-видимому, в рифее существовал обширный морской бассейн с разнородным строением коры. Несомненно, большие участки принадлежали коре с хорошо выраженным «гранитным» слоем (дорифейские гранитно-метаморфические комплексы), но наряду с ними, возможно, существовали зоны с утоненным «гранитным» слоем. Им могли отвечать зоны с разрезами, насыщенными вулканитами основного и среднего состава. В некоторых местах «гранитный» слой мог и отсутствовать совсем. Примером таких зон может быть восточная часть Уралтауского антиклинория Южного Урала. Здесь развит сложно построенный метаморфический комплекс (максютовский), сложенный вулканогенными и осадочно-вулканогенными породами с телами гипербазитов и эклогитов. Этот комплекс испытал многократный и сложный метаморфизм амфиболитового и зеленосланцевого уровня. Широкое распространение в нем получили глаукофановые сланцы. Метаморфические преобразования происходили уже в рифее (существуют устойчивые радиологические датировки на уровне 800 млн. лет), но несомненно также и проявление более позднего метаморфизма (порядка 400 млн. лет). Другим примером подобного рода, возможно, являются разрезы Эбетинской антиклинали Южного Урала, где в основании доордовикских отложений преимущественное развитие имеют метадиабазы, содержащие тела серпентинитовых тектонитов. Однако на большей части территории «гранитный» слой, по-видимому, существовал, но мощность его сильно варьировала.

Морской бассейн с такой разнородной по строению корой хорошо маркируется мощными шельфовыми комплексами континентальной окраины. К этим комплексам относятся рифейские

отложения Башкирского антиклинория Южного Урала, протягивающиеся далее на север, через западный склон Среднего Урала на Тиман. В этой зоне преимущественно развиты мелководные терригенные и карбонатные формации, образующие несколько последовательных циклов от грубозернистых образований внизу до известняков и доломитов вверху. Шельфовые комплексы имеют значительно большую мощность и полноту разреза, чем рифейские комплексы чехла эпикарельской части Русской плиты, причем по направлению к востоку и северо-востоку происходит заметное уменьшение роли грубообломочных и карбонатных пород, замещающихся глинистыми сланцами и алевролитами (суванякский комплекс Южного Урала, кислоручейская свита Тимана и т. д.).

Шельфовые комплексы формировались на дорифейской континентальной коре, такой же, какая слагает внутреннюю часть Восточно-Европейской платформы. Это отчетливо устанавливается по геофизическим данным. Непосредственный выход основания обнаруживается в Тараташском выступе Южного Урала.

Для позднедокембрийской коры характерно развитие довольно типичных комплексов-показателей формирования континентальной коры. К ним относятся вендские или вендско-нижнекембрийские (?) толщи Приполярного и Полярного Урала (верхняя часть маньинской свиты, енганопейская, оченырдская свиты и их аналоги). Это типичная вулкано-плутоническая ассоциация, состоящая из основных (порфириты, диабазы) и кислых (липариты) вулканитов и их пирокластов. По-видимому, часть излияний происходила в субаэральных условиях. С вулканогенными породами ассоциируют грубообломочные молассовые толщи. Широко распространены и граниты, которые по своим геохимическим особенностям представляют собой плутоническую фацию кислых вулканитов.

По юго-западному и западному обрамлению области с новообразованной рифейской корой в венде накопились молассы (ашинская свита и ее аналоги), которые выполняли структуру типа краевого прогиба, формировавшегося вдоль границы новообразованной и более древней кор.

В результате складчатости в середине кембрия на Приполярном и Полярном Урале сформировались сравнительно простые прогибы и поднятия, вытянутые в северо-западном направлении. В ядрах поднятий обнажаются дорифейские метаморфиды. Прогибы в основании выполнены породами вулкано-плутонической ассоциации.

По геофизическим данным, подтвержденным редкими скважинами, эти структуры с теми же северо-западными простираниями прослеживаются под чехлом Большеземельской тундры. Это и послужило основанием для отнесения северо-восточного угла Восточно-Европейской платформы к коре, сформировавшейся в конце докембрия.

К востоку от Урала на севере Западно-Сибирской низменности к позднедокембрийской коре также отнесен обширный участок. Эта территория полностью перекрыта чехлом, в котором, по буровым данным, участвуют среднепалеозойские отложения до силурийских включительно. Ниже, по сейсмике, устанавливаются горизонтально залегающие породы платформенного чехла мощностью до 4 км. Вероятно, это в основном нижнепалеозойские образования. Другой аргумент в пользу позднедокембрийского возраста коры на этом участке — устойчивые северо-западные простирания структур в фундаменте, такие же, как и в Большеземельской тундре.

Крупный блок позднедокембрийской коры выделен на юго-восточном краю Восточно-Европейской платформы (Устюрт). Магнитное поле здесь имеет мозаичное строение, которое может быть истолковано как доказательство достаточно древнего возраста коры. Кроме того, бурением вскрыты верхнедевонские платформенные отложения, ниже которых, по данным сейсмики, есть еще 4—5 км горизонтально залегающих пород. Юго-восточный край платформы с равным успехом может быть отнесен как к дорифейской, так и к рифейской коре. Основанием для отнесения его к рифейской коре послужило непосредственное продолжение этого блока в структуре Восточно-Уральского поднятия. Автохтонные ядра этого поднятия сложены рифейскими отложениями, метаморфизованными и гранитизированными, судя по радиологическим данным, в конце рифея.

ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ И ЗАПАДНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Области с континентальной корой, сформировавшейся к началу фанерозоя, протягиваются, судя по геофизическим данным, от Енисейского кряжа до района Игарки на расстояние около 1500 км. Их относительно слабая обнаженность объясняет недостаточную изученность истории развития этой области. Наиболее надежные данные имеются по Енисейскому кряжу.

Наличие к западу от Сибирской платформы рифейской палеоокеанической структуры доказывается существованием вдоль западного ее края высокоглиноземистых осадочных комплексов рифейского шельфа и континентального склона, залегающих несогласно на складчатых и гранитизированных отложениях раннего протерозоя. Возраст гранитизации последних датирован 1950±100 млн. лет.

Местами параллельно этому склону протягиваются линейные субмеридиональные области развития щелочных базальтоидов индыглинского комплекса, приуроченные, скорее всего, к отдельным рифтовым зонам на краю Сибирского дорифейского континента. Выше них залегают отложения аспидной, флишоидной и

известняково-доломитовой формаций континентального склона (сухопитская серия).

В сторону собственно океанической структуры эти образования, видимо, сменялись спилитами, базальтами и черными сланцами, слагающими сейчас офиолитовый аллохтон в Вороговском прогибе северо-западной части Енисейского кряжа.

Образование океанической рифейской структуры в результате разламывания и растяжения дорифейской континентальной коры доказывается также присутствием в ней фрагментов (Южно-Енисейского и Гаровского (?)), сложенных метаморфическими образованиями камской серии, с возрастом метаморфизма 2500±200 млн. лет.

Окончание стадии ознаменовалось становлением гранито-гнейсовой формации (посольнинский или тейский комплекс гранитоидов, 1100±100 млн. лет). Калиевый метасоматоз (микроклинизация) этого этапа избирательно охватил только крупные фрагменты с дорифейской континентальной корой. Можно предполагать, что в сторону от них происходит латеральное замещение калиевых гранито-гнейсов габбро-плагиогранитной формацией.

Переходная стадия (тунгусикская серия) характеризуется значительной структурной дифференциацией и большим разнообразием осадочных, магматических и метаморфических пород. В это время оформляются главные подразделения современной структуры Енисейского кряжа: Центральное поднятие, западный (Приенисейский) и амагматичный восточный прогибы, а также Ангаро-Тисский приразломный прогиб. Мощным сланцевым и флишоидным свитам прогибов на поднятиях соответствуют мелководные терригенно-карбонатные накопления со строматолитами и онколитами. Интересны латеральные ряды изверженных пород. Гранитным батолитам (татарский комплекс, 850± ±60 млн. лет) и кислым вулканитам на поднятиях соответствуют контрастная липарито-базальтовая формация, приуроченная к границам поднятий и прогибов, а также дайки и эффузивы основного состава (токминский комплекс габбро-диабазов и др.) в приразломных зонах растяжения.

На западном склоне Енисейского кряжа (Кутукасский горст и др.) среди пород переходной стадии обнаружены андезиты и андезито-базальты, слагавшие, вероятно, структуру типа островной дуги.

По-видимому, к концу переходной стадии относится шарьирование офиолитового комплекса, сложенного базальтами и сланцевыми толщами исаковской серии и ультрабазитами сурнихинского комплекса[1]. Движение масс происходило на восток.

Отложения нижних моласс (чингасанская, чанская серии и их возрастные аналоги) несогласно перекрывают подстилаю-

[1] «Запечатан» позднерифейской молассой.

щие комплексы. Они слагают межгорные впадины, а также цепь краевых впадин вдоль восточного склона Енисейского кряжа (возможный гомолог краевого прогиба). Для них типичны молассовая, олистостромовая формации, терригенно-карбонатный флиш, флишоиды резко переменной мощности. Синхронные им гранитоиды представлены гранит-лейкогранитовой (глушихинская, согренский комплексы, 620—70 млн. лет) и гранит-граносиенитовой (нойбинский комплекс) формациями, слагающими небольшие, связанные с разломами гипабиссальные массивы. Последняя, видимо, является уже комплексом-показателем становления континентальной коры в этом районе. В этот же этап в мелких грабенах на поднятиях произошли излияния континентальных щелочных толеитов и внедрились мелкие дайки диабазов трахибазальтовой формации.

Поздневендский-раннекембрийский позднеорогенный магматизм — штоки, трубки взрыва, покровы нефелиновых и щелочных сиенитов, фонолитов, ийолитов, оливин-пироксеновых пород, нордмаркитов и т. д.— имеет уже платформенный характер.

Рифейские образования трансгрессивно перекрыты платформенными карбонатными отложениями нижнего кембрия.

Палеогеография рифейской океанической структуры, так же как и ее размеры, не ясны. Не исключено, что большие ее пространства перекрыты в результате дрейфа Сибирского древнего континента в западном направлении. Можно также думать, что к северу рифейский океанический бассейн сужался и на его продолжении располагалась система узких рифтов, выделяющихся сейчас отчетливо по геофизическим и некоторым геологическим данным.

Из приведенного материала видно, что континентальная кора, сформировавшаяся к началу фанерозоя, существенно отличается от более молодых кор. Главное отличие — отсутствие в ее строении типичных офиолитовых комплексов, фиксирующих существование океанической коры, превратившейся впоследствии в континентальную. Действительно, типичные офиолитовые разрезы с рифейским возрастом вулканитов океанического типа известны в краевых частях области с девонской корой (офиолитовый пояс Восточного Саяна). Они образуют краевые офиолитовые аллохтоны той океанической структуры, которая причленилась к континенту в девоне. Исключение представляют офиолиты западной части Енисейского кряжа. Однако они находятся, по-видимому, в аллохтонном залегании, не исключено, что они представляют собой чужеродные образования, шарьированные на большие расстояния.

Второе обстоятельство — широкое распространение в пределах рифейской коры блоков дорифейских метаморфид, которые слагают фундамент большей части рифейских отложений. Последние представлены комплексами переходной стадии, отлича-

ются широким развитием терригенных образований и отсутствием вулканических серий островодужного типа.

В тесной связи с участками рифейской коры или на их продолжении прослеживаются рифты, выполненные рифейскими рифтогенными комплексами (айская свита нижнего рифея на Южном Урале с ее субщелочными калиевыми вулканитами; рифты Норильска и северного обрамления Сибирской платформы и т. д.).

Вероятнее всего, области с рифейской корой представляют собой те участки дорифейской коры, которые в рифее подверглись интенсивному рифтогенезу, не приведшему, однако (или почти не приведшему), к формированию структур с океанической корой. В конце докембрия эти раздробленные участки претерпели тектоническое скучивание и гранитизацию. Становление новой континентальной коры фиксируется вулкано-плутоническими ассоциациями и молассами.

Глава четвертая

ОБЛАСТИ С КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРОЙ, СФОРМИРОВАННОЙ К НАЧАЛУ ДЕВОНА

▼

К началу девона относится формирование обширных областей континентальной коры как в Азии, так и в Европе. Их становление надежно фиксируется образованием ранне- и среднедевонских континентальных вулканических комплексов, составляющих протяженные вулканические пояса, а также широким развитием хорошо известных девонских красноцветных моласс. На большей части площади девонской коры процесс формирования гранитно-метаморфического слоя был длительным и происходил в несколько фаз: в позднем докембрии, в конце кембрия, в ордовике и в силуре. Каждая из этих фаз сопровождалась складчатостью, метаморфизмом и внедрением гранодиоритовых батолитов. По способу формирования коры преобладают участки, в которых гранитно-метаморфический слой создавался автохтонно, лишь в Скандинавии был отчетливо проявлен аллохтонный механизм с нагромождением пакетов тектонических покровов.

На Тектонической карте видно, что пространства девонской континентальной коры распадаются на два крупных региона: Азиатский и Западно-Европейский.

АЗИАТСКИЙ СЕКТОР

В Азиатском секторе континентальная кора девонского возраста занимает обширные пространства, заключенные между Сибирским, Восточно-Европейским и Китайским докембрийскими континентами. Складчатыми системами этой коры сложена большая часть Казахстана, Алтае-Саянская область, Забайкалье, Северная Монголия, а также большие пространства фундамента Западно-Сибирской плиты.

Геологическое строение и основные вопросы тектоники складчатых сооружений Азии, вошедших в состав девонской коры, рассмотрены в многочисленных статьях и монографиях, из которых отметим только самые основные: [Пейве, 1961; Пейве, Синицын, 1950; Пейве и др., 1972, 1976; Кузнецов, 1954; Лучицкий, 1960; Зоненшайн, 1963, 1972; Зоненшайн и др., 1976; Зоненшайн, Кузьмин, 1978; Хаин, 1964; Богданов, 1965; Муратов, 1965; Яншин, 1965; Красильников, 1966; Нехорошев, 1966; Волочкович,

Леонтьев, 1967; Дергунов, 1967; Дергунов и др., 1979; Херасков, 1967; Бандалетов, 1969; Михайлов, 1969; Карта..., 1971; Куликов, 1971; Поляков, 1971; Поляков и др., 1972; Суворов, 1971; Никитин, 1972; Сурков, 1972; Беспалов, Есенов, 1974; Допалеозой..., 1974; Павленко и др., 1974; Самыгин, 1974; Тектоника..., 1974; Моссаковский, 1975; Тихомиров, 1975; Мазарович, 1976; Антонюк и др., 1977; Геология..., 1977; Металлогения..., 1977; Херасков, 1979].

Комплексы океанической и переходной стадий. Предыстория этой территории расшифровывается с большим трудом. По-видимому, в докембрии на части ее существовали океанические структуры, однако их конфигурация и история становления остаются неясными. Рифейские офиолитовые ассоциации, свидетельствующие о существовании былых океанских пространств, сохранились в Восточном Саяне (Восточно-Саянский офиолитовый пояс). Этот пояс представляет собой сложный пакет офиолитовых пластин, в составе которого есть гипербазиты, в меньшей степени габброиды, а также в разной степени метаморфизованные черные сланцы и толеитовые базальты (ильчирская свита допозднерифейского возраста).

По границе Протеросаяна и Кембросаяна в виде узкой полосы прослеживаются аповулканогенные зеленые сланцы (кувайская свита), ассоциирующие с гипербазитами и метагаббро. Сланцы имеют, скорее всего, допозднерифейский возраст. В составе вулканитов наряду с метабазитами есть и сланцы по вулканитам среднего состава, сходным с островодужными ассоциациями. Близкие по составу и возрасту метаморфиды известны в Восточной Туве (харальская серия).

Западнее, в Томском массиве, известны амфиболиты и зеленые сланцы, образовавшиеся за счет метаморфизма базитов и вулканогенно-осадочных пород. Метаморфиды имеют досреднерифейский возраст, так как с несогласием перекрыты карбонатными породами енисейской свиты.

Признаки существования довендской палеоокеанической структуры известны и в западной части области распространения девонской коры. К ним исследователи относят отложения ефимовской свиты (R_{1-2}), развитые вокруг древнего ядра Кокчетавского массива. Отложения этого возраста представлены толеитами, аспидными сланцами, железистыми и карбонатными породами, граувакками, а местами также и дифференцированными вулканитами островодужного типа. Все породы претерпели метаморфизм, не превышающий фации зеленых сланцев.

По-видимому, нижне-среднерифейские отложения, близкие по своему характеру к океаническим и переходным комплексам (возможно, включая и рифтогенные), распространены в Улутауском антиклинории (карсакпайская серия и ее аналоги) и в Северном Тянь-Шане.

Можно думать, что довендские океанические структуры развивались в тесной близости с блоками дорифейской континентальной коры, с которыми они соседствуют и в современной структуре. Это — Гарганский микроконтинент Восточного Саяна с его гранулитовым (архейским) комплексом, гигантский Тувино-Монгольский микроконтинент, в котором сейчас установлены гранулиты, а радиометрический возраст метаморфизма порядка 1600 млн. лет.

В западной части Центрального Казахстана к таким блокам относится Кокчетавский массив, в котором калиевая гранитизация и образование гранитно-гнейсовых куполов датируются 1,6 млрд. лет. Вероятно, и в Улутауском антиклинории существуют древние (дорифейские) блоки континентальной коры. Косвенно на это указывают калиевая гранитизация и толща калиевых липаритов с возрастом порядка 1800 млн. лет. Аналогичные блоки известны и в других местах.

Совершенно очевидно, что современные соотношения этих фрагментов с другими структурами не отвечают тем, которые существовали в рифее. Их структурная позиция была обусловлена образованием нового океана в позднерифейско-вендское время и его дальнейшим развитием.

Ко времени заложения вендского океана допозднерифейские палеоокеанские структуры находились на разных этапах трансформации коры. Так, имеются структуры с океанической корой допозднерифейского возраста (Ильчирский массив Восточного Саяна); структуры, прошедшие первичное скучивание, в которых сформировались комплексы переходного типа и закончился амфиболито-зеленосланцевый метаморфизм, и, наконец, такие структуры, где в течение рифея сформировался хорошо выраженный гранитно-метаморфический слой. Показателем его существования уже в конце рифея и в венде являются гранодиориты таннуольского комплекса, субсеквентные вулканиты Восточной Тувы и их аналоги в Забайкалье, вендские морские молассы Восточного Саяна, гранодиориты Центрально-Монгольского поднятия и т. д. Гранодиориты и молассы соответствующего возраста известны также на западе территории под платформенным чехлом Западного Казахстана. Процесс формирования коры дальше всего зашел в Улутауском антиклинории, где верхнерифейская коксуйская серия сложена типичной субсеквентной вулкано-плутонической ассоциацией. Здесь же известна и калиевая гранитизация на уровне 650—600 млн. лет [Допалеозой..., 1974]. Легко видеть, что рифейский гранитно-метаморфический слой сформировался в основном там, где широко распространены блоки с дорифейской континентальной корой.

Таким образом, территория, в пределах которой в позднем рифее—раннем кембрии формировался новый океан, была неоднородна по своему строению. Здесь, видимо, существовали участки с тонкой океанской корой, участки с утолщенной и скученной

корой без «гранитного» слоя, участки с достаточно хорошо выраженным «гранитным» слоем и фрагменты древней континентальной коры. Такая неоднородность предопределила дальнейшую историю и структуру складчатой области с девонской континентальной корой.

Формирование нового океана началось с заложения рифтов и формирования рифтогенных комплексов позднерифейского и вендского возраста. По-видимому, к таким комплексам в Центральном Казахстане относятся щелочно-ультраосновные тела первомайского комплекса и николо-бурлукская серия (V) Кокчетавского массива. Последняя представлена контрастными базальт-риолитовыми вулканитами повышенной щелочности, ассоциирующими нередко с грубообломочными породами. Близкие по составу отложения известны по западному крылу Улутауского антиклинория (акбулакская серия) и в Сарытумской зоне [Антонюк и др., 1977].

В Алтае-Саянской области и в Северной Монголии аналогом таких комплексов являются верхнерифейские контрастные вулканиты и терригенные породы сархойской свиты и ее аналогов, широко распространенные в Восточном Саяне и в пределах Тувино-Монгольского микроконтинента. Эти комплексы несут двойную информацию. С одной стороны, их строение (субсеквентный характер вулканизма, вулкано-плутонический характер ассоциаций и т. д.) свидетельствует о существовании хорошо развитого «гранитного» слоя или блоков континентальной коры. Иными словами, они являются индикаторами строения коры. С другой стороны, сами вспышки вулканической активности, вероятнее всего, приурочены к краям закладывающихся рифтов. Видимо, этому же процессу на краю Сибирского континента отвечает верхнерифейская карагасская свита грубообломочных пород.

Судя по всему, рифтовая система была достаточно сложной, и новый океан возник при раздвигании более древней коры по многим разноориентированным рифтам. В конечном счете в венде—раннем кембрии окончательно оформился сложно построенный Азиатский палеоокеан.

Величину этого океана оценить очень трудно, однако на его большую ширину, соизмеримую с современными океанами, указывает развитие на его пассивных континентальных окраинах мощных призм шельфовых осадков (преимущественно карбонатных). Такими комплексами являются вендско-кембрийские отложения юга Сибирской платформы, аналогичные толщи севера Китайской платформы и т. д. Глобальные палеотектонические реконструкции показывают, что ширина океана составляла 2000—400 км [Зонеишайн, Городницкий, 1977].

Азиатский палеоокеан был крайне неоднороден по своему строению. В него входили обширные территории с новообразованной океанской корой (Западный Саян, Алтай, западная часть Северной Монголии, восточная часть Центрального Казахстана

и т. д.). Существовали участки (блоки) с утолщенной океанской корой («базальтовым» слоем), сложенные метаморфизованными и смятыми вулканогенно-осадочными комплексами предыдущей океанской структуры (района, известного в литературе как салариды Алтае-Саянской области). Большое значение в строении океана имели микроконтиненты дорифейской континентальной коры (Тувино-Монгольский, Кокчетавский, Чуйский и фрагменты запада Центрального Казахстана). По-видимому, в эти микроконтиненты входили и участки рифейского гранитно-метаморфического слоя. В ряде мест континентальный склон очерчивает края микроконтинентов, включающих в себя как фрагменты более древних континентальных кор, так и рифейский «гранитный» слой (Центральная Монголия, западный край Улутауского блока и т. д.).

Рассматривая океаническую структуру в целом, можно констатировать, что в ее западной и восточной краевых частях были широко распространены микроконтиненты, блоки рифейского «гранитно-метаморфического» слоя и участки утолщенной коры, разделенные зонами новой океанской коры. Центральная же часть океана была в основном сложена новой корой.

Комплексы меланократового основания новой коры обычно слагают пакеты тектонических пластин, шарьированных на смежные блоки с утолщенной корой или микроконтиненты, и приурочены к границам этих блоков. Наиболее полные его разрезы сохранились в западной части Кузнецкого Алатау, по краям Западного Саяна (Куртушублинский и Борусский пояса), в краевой части Озерной зоны Монголии (массивы Хан-Тайшир-Нуру, Их-Богдо-Ула, Баян-Ула и др.), в Джалаир-Найманской зоне Казахстана и в ряде других мест.

Обычно меланократовое основание представлено типичным разрезом от гарцбургитов через пироксенит-дунитовый комплекс до габброидов. В верхах разреза, как правило, хорошо выражен комплекс параллельных даек, сменяющихся океаническими толеитами (Куртушублинский пояс, Хан-Тайшир-Нуру, Баян-Ула и др.). В массиве Хан-Тайшир-Нуру очень широко проявилась ранняя (додайковая) плагиогранитизация, охватившая верхние члены разреза (габбро и ранние диабазы).

Во внутренних частях океанической структуры меланократовое основание в большей или меньшей степени тектонизировано и превращено в серпентинитовые меланжи. В глыбах меланжа наряду с обычными породами (гипербазиты, габбро и диабазы) встречаются метабазиты (гранатовые амфиболиты и эклогитоподобные породы). Такие образования известны в Цаган-Узунском массиве Алтая, в хр. Тектурмас в Казахстане. С нашей точки зрения, их появление свидетельствует об интенсивных процессах глубинного шарьирования, происходившего в переходную стадию развития океанической структуры.

Океанические комплексы новой коры в нижней своей части представлены мощными спилито-диабазовыми сериями верхнего рифея, венда и низов кембрия. К ним относится нижняя часть разреза чингинской свиты Западного Саяна (V-$Є_1$), спилиты низов разреза Озерной зоны Монголии ($V? = Є_1$). В Центральном Казахстане им отвечают тиесская и жильтауская свиты Ерменьтау (R_3-V); балкыбекская и ушкизильская свиты Чингиза ($Є_1$); жидалинская свита Джалаир-Найманской зоны (V или $Є_1$); нижняя часть братолюбовской серии Калтинкульского синклинория (только V) и карамурунская свита Тектурмаса (V-$Є$). Тектурмасский хребет относится к территории, континентальная кора которой сформировалась в позднем палеозое, но, как будет показано ниже (см. главу пятую), для рассматриваемого времени это была единая океанская структура.

Судя по строению разреза меланократового фундамента, связи с комплексами параллельных даек, химизму, рассматриваемые породы хорошо сопоставляются с океаническими толеитами срединно-океанических хребтов, сходство с которыми доказывается также геохимическими данными и изотопным соотношением $^{87}Sr/^{86}Sr$ (Тектурмас). Спилиты и диабазы содержат сравнительно редкие прослои кремней, яшм, кремнистых аргиллитов и алевролитов.

Осадочный чехол (аналог первого слоя современных океанов) сохранился далеко не везде. В Западном Саяне ему отвечает верхняя часть чингинской свиты ($Є_1$), представленная темными глинистыми, глинисто-кремнистыми сланцами и фтанитами. В Тектурмасском антиклинории чехол сложен пестрыми яшмами тектурмасской свиты.

Вдоль границ блоков древней утолщенной океанской коры с новой океанской корой распространена спилито-кератофировая формация венда и начала кембрия (возможно, низы этой формации опускаются в поздний рифей). Эта формация распространена на северном склоне Западного Саяна (нижнемонокская свита), вдоль западного склона Кузнецкого Алатау и в Горной Шории (кондомская свита), на востоке Алтая (манжерокская свита) и в восточной Туве (туматтайгинская свита). В некоторых случаях удается установить, что породы формации с размывом залегают на зеленых сланцах основания (Тува). Формация сложена почти исключительно спилитами и кератофирами, соотношения между которыми меняются в широких пределах, но в среднем составляют 1 : 1. Осадочные породы предствлены редкими прослоями яшмоидов, кремнистых туффитов и линзами известняков. Мощность вулканических серий достигает нескольких километров.

Спилито-кератофировая формация образуется в то время, когда происходит спрединг и формирование новой океанической коры в смежных структурах. Вероятно, ее формирование обусловлено появлением своеобразных гомологов зон Беньофа на

границе утолщенной древней океанической коры с новой тонкой корой. С этой точки зрения, спилито-кератофировая формация занимает промежуточное положение между типичными островными дугами и вулканическими зонами внутренних частей океана. Вероятно, современным аналогом этих комплексов являются спилиты и кератофиры основания Алеутской дуги.

Во внутренних частях зон с утолщенной (и более древней) океанической корой характер разреза существенно меняется. Здесь развиты спилито-кератофировые вулканиты, чередующиеся с граувакковыми песчаниками и карбонатными породами (кондомская свита Кузнецкого Алатау и Горной Шории), или мощные серии водорослевых доломитов и известняков с пластами и линзами силицилитов (енисейская серия Кузнецкого Алатау, баратальская серия Алтая, карбонатные толщи Батеневского кряжа и т. д.). В Томском массиве, по данным бурения, установлено, что карбонатные породы с конгломератами в основании залегают на зеленых сланцах более древней рифейской коры. Раньше считалось, что низы карбонатного чехла местами имеют среднерифейский возраст. Однако в самое последнее время появились данные о вендском возрасте нижней части карбонатного разреза.

Приведенные характеристики комплексов, образующихся на участках с утолщенной океанической корой, казалось, могли бы быть достаточными для отнесения этих комплексов к переходной стадии развития (аналоги современного Берингова моря). Однако для рассматриваемого времени отсутствуют такие типоморфные структуры, как вулканические островные дуги. Это обстоятельство заставило авторов отнести охарактеризованные комплексы к океанической стадии, имея в виду ее своеобразие. Вероятно, современные аналоги рассмотренных структур можно найти в северо-западной части Тихого океана, где, как известно, мощность океанской коры увеличена и широко распространены невулканические поднятия с карбонатными чехлами (поднятие Шатского, например) и вулканические поднятия, отличающиеся по вулканизму и генезису от срединно-океанических хребтов.

Вендско-нижнекембрийские отложения широко распространены на микроконтинентах. Они в основном представлены мощными известняковыми сравнительно мелководными сериями, слагающими чехол этих структур. С известняками очень часто связано появление фосфоритов. Близкие по составу чехлы формировались на блоках рифейского гранитно-метаморфического слоя. К таким отложениям относятся хубсугульская свита Прихубсугулья и нарынская свита Сангилена, рифейско-вендские отложения Центрально-Монгольского поднятия, Малого Каратау, босаглинская свита Моинтинского микроконтинента и др.

Вдоль границ микроконтинентов с участками новой океанической коры, видимо, существовали уступы, аналогичные уступам континентальных склонов пассивных окраин современных конти-

нентов. Комплексы, формировавшиеся на склонах и на континентальных подножиях, сохранились в ряде мест. В Центральном Казахстане фрагменты таких комплексов очерчивают западную границу Ерменьтау-Балхашской зоны с новообразованной океанской корой. Они представлены черными и серыми глинистыми и глинисто-кремнистыми сланцами и яшмоидами (акдымская серия, бурултасская свита и др.) сравнительно небольшой мощности. В Монголии фрагменты комплексов склона-подножия сохранились по восточному ограничению Тувино-Монгольского микроконтинента в его южной части (Баян-Хонгорская зона). Здесь эти комплексы тектонически перекрыты офиолитами внутренних частей океанов. Они представлены мощной толщей алевролитов и сланцев с линзами известняков и с отдельными редкими пластами толеитов. Все породы претерпели зеленосланцевый метаморфизм.

Таким образом, в раннем кембрии сформировалась сложная океаническая структура с очень разным и мозаичным строением коры в краях и преимущественно тонкой океанической корой в средней части. Такое строение осложнялось Западно-Саянским апофизом новой коры, уходящей далеко в восток-северо-восточном направлении внутрь мозаичной коры.

Переходная стадия знаменует собой начало замыкания Азиатского палеоокеана и начало формирования гранитно-метаморфического слоя. Этот процесс начался примерно в конце раннего кембрия одновременно на всем океаническом пространстве, за исключением внутренних частей Центрального Казахстана (область с позднепалеозойской континентальной корой).

Раньше всего (в конце кембрия) гранитно-метаморфический слой образовался в восточной части океанической структуры. Переходная стадия здесь начинается с образования вулканических островных дуг, которые заложились в основном на границах блоков с утолщенной и новообразованной океанской корой. К ним относятся дуги северного и южного ограничений Западного Саяна, Западного склона Кузнецкого Алатау и Горной Шории и некоторых других районов. Вулканогенно-осадочные комплексы этих дуг залегают согласно и с постепенными переходами как на диабазо-сланцевых комплексах новой коры, так и на породах спилито-кератофировой формации. Островодужные комплексы сложены вулканитами андезитового и андезито-базальтового состава, существенно туфогенно-обломочными, которые сочетаются с граувакками, алевролитами и сланцами. Встречаются линзы грубообломочных пород и тела рифогенных известняков. К таким комплексам отнесены верхнемонокская и арбатская свиты Западного Саяна ($Є_{1-2}$), мунывашская свита Кузнецкого Алатау ($Є_{1-2}$) и другие аналогичные серии, близкие по возрасту.

Внутри зон с утолщенной океанской корой накапливались мощные известняково-сланцевые серии и граувакки с отдельны-

ми пластами андезитов (сыйская свита Кузнецкого Алатау ($Є_{1-2}$); аласугская и тапсинская свиты Тувы ($Є_{1-2}$) и др.). Во внутренних частях этих блоков формировались почти чистые известняки, продолжавшие, по существу, карбонатные осадки предыдущего этапа (нижне- и среднекембрийские отложения Батеневского кряжа).

В конце кембрия на больших пространствах восточной части Азиатского палеоокеана произошло интенсивное тектоническое скучивание (салаирская складчатость) и окончательно сформировался гранитно-метаморфический слой. В него вошли участки с утолщенной океанической корой и отдельные зоны новой океанической коры, находившиеся среди более древних микроконтинентов или примыкавшие к ним (Озерная, Джидинская, Хангай-Хэнтэйская и некоторые другие). Показателем становления гранитно-метаморфического слоя являются позднекембрийско-раннеордовикские морские молассы Кузнецкого Алатау и кислые субсеквентные вулканиты калий-натриевой специализации севера Кузнецкого Алатау. В Салаире известны верхнекембрийские терригенно-вулканогенные отложения с кислыми вулканитами (ариничевская свита).

Для всей рассматриваемой области обрамления Сибирской платформы характерно почти повсеместное широкое развитие крупных тоналит-гранодиоритовых батолитов, внедрившихся в конце кембрия. Это тэлминский и тохтогэншильский комплексы Монголии, таннуольский комплекс Тувы, ольховский и чибижекский комплексы Восточного Саяна, мартайгинский комплекс Кузнецкого Алатау. Обращает на себя внимание то, что гранитоидные батолиты составляют протяженный пояс, протянувшийся примерно вдоль границы площадей с кембрийским и докембрийским возрастом формирования гранитно-метаморфического слоя, заходя в те и другие. Можно полагать, что выплавка гранитоидных масс была обусловлена утолщением и скучиванием коры в результате сближения блоков с различными основаниями. Следы такого сближения запечатлены в офиолитовых тектонических покровах, приуроченных к границам древних фрагментов или блоков рифейского гранитно-метаморфического слоя с блоками позднекембрийского слоя. Такие покровы установлены в Керуленской, Баян-Хонгорской и Хан-Тайширской зонах Монголии и предполагаются в Туве по границе Сангиленского фрагмента. Внедрение батолитов служит надежным показателем формирования гранитно-метаморфического слоя почти по всему обрамлению Сибирской платформы, кроме Западного Саяна и Алтая.

Новообразованный гранитно-метаморфический слой спаял микроконтиненты древней коры и блоки рифейского гранитно-метаморфического слоя в единый монолитный блок, в котором в дальнейшем происходило только увеличение его мощности.

Во внутренней части Азиатского палеоокеана переходная стадия развития на больших пространствах начинается также в

конце раннего — среднем кембрии, но имеет существенно иное выражение. В пределах Алтая и Западного Саяна распространена мощная кембро-ордовикская серия олигомиктовых песчано-сланцевых пород, нередко флишоидных (горноалтайская серия и ее аналоги). Эти отложения накапливались, по-видимому, в структуре типа краевого моря, обрамлявшего с запада и юго-запада область с разнородным и мозаичным строением коры, рассмотренную выше. В Западном Саяне краевое море образовывало глубокий апофиз, проникавший внутрь мозаичной зоны в северо-восточном направлении. Изолированная структура типа краевого моря, по-видимому, существовала в Центральной Монголии и Забайкалье, где среди более древних блоков прослеживается полоса нижнепалеозойских песчано-сланцевых серий.

Западное и юго-западное ограничение Алтайского краевого моря не ясно. Области развития пород горноалтайской серии ограничены более молодыми складчатыми системами позднепалеозойской коры (Иртыш-Зайсанская зона). Еще западнее, в восточной части Центрального Казахстана, в среднем и позднем кембрии сформировалась сложная система островных дуг, разделенных междуговыми бассейнами (Чингиз-Бощекульская зона). Здесь распространены вулканогенные серии известково-щелочного ряда (андезито-базальты, андезиты и дациты), их туфы, а также продукты разрушения вулканических пород (джангабульская — $Є_{1-2}$; жаркудукская и ащикольская — $Є_{1-2}$, майданская и сасыксорская — $Є_2^2$ свиты Бощекульского антиклинория и Чингиза). Новая вспышка островодужного вулканизма на Чингизе произошла в ордовике (торткудукская, сорышокинская, найманская и другие свиты широкого возрастного диапазона от верхов кембрия до среднего ордовика включительно).

Западнее островодужной зоны существовал бассейн с океанической корой (офиолиты Тектурмасского и Северо-Балхашского антиклинориев, см. главу пятую). Таким образом, вполне правдоподобно предположение, что Чингизско-Бощекульская островная дуга ограничивала Алтайское краевое море. Однако не исключена и альтернативная реконструкция. Восточнее Чингиза в серпентинитовом меланже Чарской зоны в самое последнее время обнаружены яшмы с ордовикскими радиоляриями (устное сообщение Б. И. Назарова). Эти яшмы могут быть фрагментами чехла океанического бассейна, располагавшегося некогда восточнее Чингизской дуги. В этой реконструкции Чингизская дуга отшнуровала часть океанического ложа, и к западу от нее образовалось краевое море, которое только в конце ордовика и в силуре заполнилось осадками. Основная же часть океанской структуры, располагавшаяся между Чингизской дугой и Алтайским краевым морем, была полностью перекрыта в результате последующих тектонических движений. Фрагменты этой структуры мы находим в Чарском меланже.

В западной части Азиатского палеоокеана, в области со сложным и мозаичным строением коры (западная часть Центрального Казахстана и, возможно, продолжающие его на запад погребенные структуры Западного Казахстана), переходная стадия представлена преимущественно терригенными сериями краевоморского типа. К ним относится джамбульская свита ($Є_{1-2}$), нижне- и среднеордовикские отложения (иногда включая низы верхнего ордовика), распространенные в Джалаир-Найманской зоне, и их аналоги в других местах. Для ордовикских отложений характерно появление мощных флишевых толщ, содержащих нередко протяженные горизонты олистостром. Среди нижнеордовикских отложений появляются и вулканиты андезито-базальтового, а иногда и риолитового состава (акжальская свита Джалаир-Найманской зоны и болгожинская свита Сарытумской зоны). Ордовикские отложения обычно залегают с резким несогласием на метаморфизованных образованиях фрагментов. Их соотношения с океаническими комплексами не известны.

На севере Центрального Казахстана, к востоку от Кокчетавского фрагмента, нижне- и среднеордовикские отложения представлены мощной толщей вулканитов основного и среднего состава и вулканомиктовых пород (Степнякский синклинорий). Возможно, они представляют собой фрагмент вулканической островной дуги, обрамлявшей с востока краевое море Западной части Центрального Казахстана.

В ордовике на больших пространствах Азиатского палеоокеана сформировался новый гранитно-метаморфический слой. В восточной части этой структуры он образовался уже в раннем ордовике на большей части Алтая, в Чулышманской зоне и в Центральной Туве. Ордовикские и силурийские отложения часто залегают с несогласием на подстилающих толщах. В Туве они представлены пестроцветными морскими молассами с линзами кислых вулканитов (малиновская и систигхемская свиты ордовика, чергакская свита силура). В Чулышманской зоне развиты ордовикские молассы и субсеквентные вулканиты (Еринатская мульда), а на Алтае — средне-позднеордовикские морские молассы, содержащие линзы пород флишевого строения (ануйская серия O_{2-3}, позднеордовикские молассы Урюкнурской мульды Монголии и др.).

Формирование моласс предваряется становлением крупных массивов плагиогранит-гранодиоритового состава, обломки которых нередко содержатся в составе моласс. Гранодиориты образуют крупные интрузии батолитового типа (тургенский комплекс Монгольского Алтая, плагиограниты Алтая) или протяженные зоны метаморфической плагиогранитизации (Чулышманский и Талицкий блоки). В таких зонах вмещающие породы интенсивно метаморфизованы до эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. Пространственно гранитоиды в основном приурочены к полям развития терригенных толщ горноалтай-

ской серии. Можно предполагать, что основная масса вещества гранитно-метаморфического слоя сложена метаморфизованными породами горноалтайской серии, содержащей большое количество тел плагиогранит-гранодиоритового состава. Формирование гранитно-метаморфического слоя происходило, по-видимому, не одновременно на всей территории (нижняя граница моласс поднимается от раннего до среднего ордовика). Однако основная фаза его становления — самый ранний ордовик (до аренига).

Несколько позже (в конце ордовика) произошло становление гранитно-метаморфического слоя в западной части Азиатского палеоокеана (западная часть Центрального Казахстана и западное погребенное продолжение этих структур). Формирование его сопровождалось интенсивной складчатостью и внедрением крупных гранодиоритовых интрузий (кыркудукский комплекс и его аналоги). Деформированные и гранитизированные толщи несогласно перекрыты морскими молассами, содержащими обломки подстилающих пород и гранодиоритов (дуланкаринская свита Джалаир-Найманской и Сарытумской зон, маятасская свита Степнякского синклинория). Молассы имеют в основном карадокский или карадокско-раннесилурийский возраст.

Ордовикский гранитно-метаморфический слой спаял воедино сложную мозаичную структуру западной части Азиатского палеоокеана, включавшую в себя, помимо участков с океанической корой, рифейские гранитно-метаморфические и дорифейские ядра и микроконтиненты. В этом отношении события конца ордовика здесь напоминают те, которые произошли на восточной окраине палеоокеана в конце кембрия.

К концу ордовика в Азиатской палеоокеанической структуре сохранились только отдельные остаточные зоны, лишенные «гранитного» слоя. К таким структурам относятся Западно-Саянский синклинорий, Ануйско-Чуйский прогиб, включая его монгольское продолжение, территория Чингиза и северо-восточной части Центрального Казахстана, а также центральная часть Центрального Казахстана, где континентальная кора сформировалась только в позднем палеозое. В остаточных зонах в силуре накапливались преимущественно терригенные (Чингиз) или карбонатно-терригенные (Западный Саян, Ануйско-Чуйский прогиб) толщи.

В течение силура произошло почти полное замыкание Азиатского палеоокеана, и гранитно-метаморфический слой сформировался на всей территории, исключая Джунгаро-Балхашскую остаточную структуру. Становление его, как и в описанных выше случаях, сопровождалось внедрением гранодиоритов (большепорожский комплекс Западного Саяна, прикобдинский комплекс Монголии и гранодиоритовые батолиты Чингиза). Широкое развитие получили нижние молассы разных возрастных интервалов (от позднего ордовика до позднего силура и раннего девона) в

разных зонах. На Чингизе с молассами нередко связаны вулканиты (намасская, шумакская, доненжальская свиты).

Формирование гранитно-метаморфического слоя в остаточных зонах происходило постепенно в течение всего силура (иногда даже включая поздний ордовик), что хорошо подчеркивается скольжением нижней возрастной границы моласс. Так, например, в Западно-Саянском прогибе гранитно-метаморфический слой постепенно рос с краев структуры к ее центру, и соответственно меняется возраст моласс от раннего силура на краях до позднего в осевой части структуры. Обратная зональность характеризует Чингизский антиклинорий, где гранитно-метаморфический слой раньше всего образовался в осевой части структуры. Нижние молассы здесь проявляются уже в карадоке (тайдыбайская и намасская свиты), в то время как на крыльях антиклинория нижние молассы и связанные с ними андезито-дацитовые вулканиты имеют силурийский возраст.

Таким образом, видно, что гранитно-метаморфический слой в пределах всей рассматриваемой территории формировался чрезвычайно длительно, во всяком случае на протяжении всего раннего и среднего палеозоя. Раньше всего этот процесс охватил краевые части Азиатского палеоокеана, где были широко распространены микроконтиненты и рифейские «гранитные» ядра. На востоке этот процесс начался несколько раньше, чем на западной окраине океана. Постепенное «зарастание» океана происходило от краев к центру. Образование в раннем — среднем палеозое новой Иртыш-Зайсанской океанической структуры (см. главу пятую) осложнило картину симметричного «зарастания».

Гранитно-метаморфические слои девонской коры формировались разными путями. В краевых частях палеоокеана существовали обширные микроконтиненты, которые в процессе тектонического скучивания были сближены (аллохтонный механизм образования гранитно-метаморфического слоя). Во внутренних частях палеоокеана они образовывались в основном в результате гранитизации и метаморфизма мощных терригенных и вулкано-терригенных толщ переходной стадии развития (автохтонный механизм).

Наименее изучен вопрос о характере доорогенных структур рассматриваемой территории. В частности, остается неясной роль тектонических покровов в формировании структуры. Выше отмечалось, что в Монголии в последние годы установлены крупные офиолитовые покровы вдоль границ с фрагментами более древних кор. Тектонические покровы, несомненно, существуют и внутри вулканогенно-осадочных серий в удалении от этих фрагментов. Такой покров описан Н. Н. Херасковым [1979] в Западном Саяне; А. С. Перфильевым и Н. Н. Херасковым [1980] описан крупный тектонический покров с олистостромой в основании в Озерной зоне (массив Эрдени-Ула). В Джаланр-Найманской

зоне Казахстана на разных возрастных уровнях (в рифее — венде, кембрии — ордовике и ордовике) появляются олистостромы, имеющие достаточно большую протяженность. Это заставляет предполагать наличие тектонических покровов и в Казахстане. Имеющиеся отрывочные данные позволяют думать, что тектонические покровы распространены значительно шире, чем это считалось раньше.

Замечательная особенность структурного рисунка складчатых систем рассматриваемой территории — их мозаичность и неравномерность деформаций на площади, что можно объяснить сложным строением коры уже на океанической стадии развития, причем неоднородность коры была обусловлена наличием не только микроконтинентов, но и блоков утолщенной океанической коры. С этой точки зрения становится понятным значительное преобладание линейных форм во внутренней части складчатой области (северо-западные структуры Алтая, Чингиза, Тарбагатая). Именно для внутренней части Азиатского палеоокеана предполагается на океанической стадии существование достаточно однородной и маломощной океанической коры, образовавшейся в позднем докембрии — раннем кембрии.

Комплексы континентальной стадии

Орогенные комплексы, фиксирующие становление континентальной коры, распространены чрезвычайно широко. Это раннее- и среднедевонские (иногда позднедевонские) вулкано-плутонические ассоциации и девонские континентальные молассы, которые слагают крупные впадины (Минусинские, Тувинский прогиб и др.) и многочисленные более мелкие структуры.

Вулканиты вулкано-плутонической ассоциации весьма разнообразны. Это — базальты, андезиты и липариты щелочно-земельного и щелочного ряда и их пирокласты. Преобладают субаэральные вулканиты, хотя иногда (Рудный Алтай) излияния происходили в подводных условиях. Вулканиты тесно сочетаются с вулканомиктовыми молассами. Плутоническая фация представлена гранитами нормального и субщелочного ряда. Кроме того, очень широко распространены крупные батолиты девонских палингенных порфировидных микроклиновых гранитов, щелочных гранитов, граносиенитов и гранодиоритов (например, джойский, сютхольский, байтайгинский комплексы Западного Саяна, бреньский комплекс Восточной Тувы, огнитский и шумихинский комплексы Восточного Саяна, хархиринский комплекс Западной Монголии и их аналоги в Горном Алтае [Карта..., 1971]). Становление континентальной коры сопровождалось интенсивными тектоническими движениями и перестройкой структурного плана, в результате чего сформировалась новая система сводовых поднятий, контролировавших размещение батолитов гранитно-щелочно-гранитоидной формации, и

межгорных прогибов и впадин, заполненных вулканитами и континентальными молассами. Орогенные вулканические и молассовые комплексы залегают на подстилающих отложениях с резким угловым несогласием. Однако в некоторых случаях (Тувинский прогиб, некоторые районы Центрального Казахстана) несогласие отсутствует.

А. А. Моссаковский [1975], детально изучивший девонские вулкано-плутонические комплексы, выявил основные закономерности их строения на площади. Вулканические образования слагают два крупных ареала: Центрально-Казахстанский (включая Чингиз) и Алтае-Саянский (включая Туву и Минусинские впадины); в обоих ареалах происходит закономерное изменение состава вулканитов по мере удаления от Иртыш-Зайсанской (для Алтае-Саянского ареала) и Джунгаро-Балхашской (для Казахстанского ареала) позднепалеозойских складчатых систем. Вблизи этих систем вулканиты имеют щелочноземельную петрохимическую специализацию. По мере удаления от них (на запад в Казахстане и на восток в Алтае-Саянском ареале) вулканиты становятся щелочными. Изменение состава пород сопровождается также и изменением строения формаций.

Таким образом, наиболее общие латеральные закономерности изменения состава пород девонской вулкано-плутонической ассоциации не подчиняются внутреннему строению коры, сформировавшейся к этому времени. Начиная с девона, континентальная кора на большей части Центрального Казахстана, в Алтае-Саянской области и в северной половине Монголии выступает в качестве единого целого. А. А. Моссаковский рассматривает девонские вулкано-плутонические ассоциации как гомологи краевых вулканических поясов, расположенных на краях континентальных масс вдоль их границ с Джунгаро-Балхашской и Иртыш-Зайсанской палеоокеаническими позднепалеозойскими структурами, в которых на этом этапе развития гранитно-метаморфический слой повсеместно еще не сформировался, но уже началось тектоническое скучивание.

Становление девонской коры существенно изменило палеогеографическую обстановку в центральной части Северной Евразии. В это время здесь существовали три крупных материка. На западе располагался Европейский континент, ограниченный с востока Уральским океаном. Восточнее сформировался новый материк, включавший структуры Северного Тянь-Шаня, Центрального Казахстана и большей части Западной Сибири (вместе с рифейским континентальным блоком на севере Западно-Сибирской низменности). Еще восточнее располагался крупный Восточно-Сибирский материк, резко увеличивший свои размеры за счет причленения девонской континентальной коры к материку Сибирской платформы. От Казахстанского материка он отделялся Иртыш-Зайсанской океанической структурой. С юга эти три материка ограничивались океаном Палеотетиса.

ЕВРОПЕЙСКИЙ СЕКТОР

В Северо-Западной Европе континентальная кора в девоне сформировалась на месте так называемого каледонского орогена, или каледонского складчатого пояса. Каледониды Западной Европы издавна привлекали внимание исследователей. В последнее десятилетие появилось много работ, в которых европейские каледониды рассматриваются как часть единой складчатой системы, разорванной при образовании Атлантического океана. Сошлемся лишь на главные работы, в которых рассмотрены основные черты строения и общие вопросы тектоники каледонских складчатых систем: [Беннисон Райт, 1972; Руттен, 1972; Хаин, 1977; Тектоника..., 1978; Dewey, 1969; Dewey, Pankhurst, 1973; Filton, Hughes, 1970; Strand, Kulling, 1972; Gatson, Plant, 1973; Geologie..., 1974]. На дорифейских реконструкциях Лавразии хорошо видно, что, когда Атлантический океан закрывается и в соприкосновение приводятся материки Северной Америки и Евразии, складчатые цепи Северо-Западной Европы находят прямое продолжение в Аппалачах, особенно в структурах Ньюфаундленда и Северных Аппалачей. Часть складчатого пояса сохранилась в каледонских структурах Восточной Гренландии. Аппалачско-Каледонский складчатый пояс формировался на протяжении позднего докембрия и почти всего палеозоя. Европейский собственно каледонский отрезок пояса закончил развитие к девону. Пояс имеет в целом северо-восточное простирание. С северо-запада он ограничен Северо-Американской платформой. Осколки ее фундамента были перемещены в ходе мезозойско-кайнозойского дрейфа вместе с Евразией и сейчас выступают в виде древних (льюисских) комплексов платформы Эриа на северо-западе Шотландии, а также комплексов Лофотенских островов на северо-западе Скандинавии. С юго-востока каледонский пояс в своей крайней северной части также обрамлен древней Восточно-Европейской платформой. Как известно, край Восточно-Европейской платформы где-то под Северным морем изгибается и уходит на юго-восток, поэтому британские каледониды на юго-востоке соприкасаются с более поздними структурами герцинид Западной Европы.

В строении каледонского пояса большое место занимают геологические комплексы, формировавшиеся в океанических условиях. По их распространению был реконструирован протяженный океанический бассейн, получивший название океана Япетус (иногда он называется Прото-Атлантикой). Была изучена история развития этого океана и создания на его месте складчатого сооружения. Максимального расширения океан достигал в кембрии; в это время он разделял две биогеографические провинции: Северо-Американскую и Балтийскую. На протяжении ордовика и силура происходило последовательное сокращение и закрытие океана Япетус.

Формирование гранитно-метаморфического слоя в пределах Британских островов происходило в три этапа: в конце докембрия, ордовике и силуре. Общее структурное расчленение британских каледонид следующее. Платформа Эриа к югу сменяется зоной Северных нагорий Шотландии, сложенной сильно метаморфизованными терригенными толщами серий мойн и далред. Северные и Южные нагорья Шотландии разделены Срединной долиной, выполненной в основном отложениями от ордовика до девона. Южные нагорья сложены мощным комплексом отложений ордовика и силура. С Южными нагорьями соприкасается Озерная область, для которой характерен ордовикский вулканизм. Северный Уэльс и побережье Ирландского моря (геоантиклиналь Ирландского моря) характеризуются развитием разнообразных отложений верхнего докембрия. Большая часть Уэльса занята неметаморфизованными осадочными шельфового типа отложениями нижнего палеозоя (от кембрия до силура), которые лежат несогласно на докембрийском складчатом основании Мидленда Англии. Докембрийские комплексы в значительной мере погребены под палеозойским платформенным чехлом Юго-Восточной Англии. С британскими каледонидами тесно связаны одновозрастные им структуры Брабантского массива Бельгии.

В Скандинавии образование гранитно-метаморфического слоя происходило преимущественно в силуре, хотя в северных частях цепи скандинавских каледонид, в Финмарке, оно относится, вероятно, к более ранним этапам — к концу кембрия или началу ордовика.

Участки формирования гранитно-метаморфического слоя в позднем докембрии. К такого рода участкам принадлежат геоантиклиналь Ирландского моря и массив Мидленда Англии. Они служат основанием, на котором развивался раннепалеозойский прогиб Уэльса. Верхнедокембрийские (рифейские) комплексы представлены мощными сериями песчано-сланцевых отложений, часто турбидитной природы (монская серия островов Англии и Северного Уэльса, лонгмайндская серия Юго-Восточного Уэльса). На севере Уэльса среди терригенных отложений, метаморфизованных в зеленосланцевой фации, обнаружены спилиты. Примечательно развитие здесь олистостромы (меланж Гуна), а также появление глаукофановых сланцев. На юго-западе Уэльса в составе верхнего докембрия отмечается большое количество вулканических пород — андезитов и риолитов (уриконская свита, чарнийская серия). Состав верхнедокембрийских отложений позволяет достаточно уверенно реконструировать вулканическую островную дугу, считая турбидитные отложения монской серии осадками приостровного склона глубоководного желоба. Эта вулканическая дуга находит продолжение в одновозрастных вулканических накоплениях Авалонского полуострова Ньюфаундленда. Верхнедокембрийские серии интенсив-

но деформированы вплоть до образования тектонических покровов. На них несогласно залегают кислые эффузивы (арвонская свита), они прорваны гранитами с возрастом 700—600 млн. лет. Эффузивы и граниты служат комплексами-показателями формирования гранитно-метаморфического слоя. По-видимому, в конце докембрия был создан достаточно обширный гранитно-метаморфический массив, простиравшийся от Ирландского моря через Уэльс в Юго-Западную Англию вплоть до смежных районов Северного моря.

Участки формирования гранитно-метаморфического слоя в ордовике. Северные нагорья Шотландии, включая основание Срединной долины и их продолжение в Северной Ирландии, относятся к районам, в которых в середине ордовика завершилось образование гранитно-метаморфического слоя. Северные нагорья сложены в основном двумя мощнейшими сериями терригенных отложений: мойнской с возрастом 900—700 млн. лет и далредской с возрастом 700—500 млн. лет. Обе эти серии состоят из первично обломочных отложений, возникших за счет переноса материала с севера, с размывающейся платформы Эриа. Они представляют собой осадки континентального подножия, фиксируя достаточно длительный интервал времени расширения океана Япетус. В верхнем далреде, относящемся к кембрию и нижнему ордовику, появляются граувакки, местами ассоциирующие с подушечными лавами. Вероятно, они характеризуют уже островодужную обстановку. К позднему кембрию и раннему ордовику относится формирование офиолитовых комплексов, изолированно выходящих в основании Срединной долины. Офиолиты наиболее подробно изучены в баллантрейском комплексе на западе Срединной долины. Отдельные члены офиолитовой ассоциации в виде гипербазитов, габбро, подушечных лав обнажаются вдоль пограничного разлома Срединной долины (комплекс Хайленд-Бордер), на о-ве Анст, а также в Тирене в Ирландии. Баллантрейские офиолиты обладают полным разрезом, причем доказана принадлежность лавовых горизонтов к океаническим толеитам. Они представляют собой остатки ложа океана Япетус. Офиолиты перекрываются с резким несогласием карадокскими отложениями.

Для всей зоны Северных нагорий весьма характерно проявление высокотемпературного метаморфизма, который протекал одновременно с интенсивной деформацией. Эпоха метаморфизма и деформации завершилась внедрением гранодиоритов и габбро. Детальные исследования, проведенные английскими геологами, позволили выявить длительную и сложную историю процессов деформации и метаморфизма, которые протекали в несколько дискретных фаз. Главные события относятся к концу кембрия — началу ордовика. Складчатая структура, представленная изоклинальными складками, испытавшими изгибание в антиформы и синформы, подчинена крупным тектоническим по-

кровам, таким, как Мойнский надвиг или покров Тей, перемещавшимся на северо-запад в сторону платформы Эриа. Надо подчеркнуть, что древний льюисский фундамент платформы Эриа местами обнажается в эрозионных окнах под покровами мойна и далреда. Можно предполагать, что определяющим для складчатости и метаморфизма было пододвигание льюисского фундамента под мойнско-далредский чехол осадков континентального подножия. По-видимому, скучивание осадочного материала, мобилизация и плавление пододвинутого льюисского основания были основными причинами высокотемпературного метаморфизма. Они привели к созданию гранитно-метаморфического слоя на этой территории.

Участки формирования гранитно-метаморфического слоя в силуре. С концом силура связаны главные фазы каледонской орогении. К этому времени сформировалось гранитно-метаморфическое основание на значительных площадях складчатого пояса Северо-Западной Европы: во внутренних районах Британских островов, на Брабантском массиве и в Скандинавии.

На Британских островах, в пределах Южных нагорий Шотландии, Озерной области Англии и массива Лонгформ-Даун Ирландии, развит разнообразный по составу комплекс ордовикских и силурийских отложений, состоящих, с одной стороны, из песчано-глинистых осадков, а с другой — из вулканических накоплений существенно андезитового состава, т. е. из пород, характеризующих переходную стадию развития этой территории. Отложения более древние, чем ордовик, здесь, не известны. Предполагается, что сланцевые толщи Южных нагорий Шотландии подстилаются породами, аналогичными балантрайскому офиолитовому комплексу и, следовательно, принадлежащими океанической стадии. По формационному составу поля развития ордовика и силура можно разделить на две полосы. Северная из них охватывает Южные нагорья и массив Ленфорд-Даун. В ней развиты ордовикские (верхнеордовикские)- и силурийские терригенные толщи, представленные флишем, граувакками, глинистыми сланцами. В отдельных участках (район Моффат) разрез конденсирован, сильно сокращен по мощности за счет появления глубоководных океанического типа граптолитовых сланцев. В южной полосе, включающей Озерную область, о-в Мэн и Ленстерский массив Ирландии, распространены мощные вулканиты преимущественно андезитового состава (борроудельская серия). Они принадлежат известково-щелочной серии, а по возрасту относятся к среднему и позднему ордовику. Вулканиты ассоциируют с нижнеордовикской сланцевой толщей (скиддавские сланцы), очень сильно деформированной. В ряде мест борроудельские вулканиты тектонически надвинуты на скиддавские сланцы. По химическому составу ордовикские вулканиты обладают четкой полярностью, возрастанием щелочности пород с севера на юг. Согласно палеотектоническим реконструкциям,

борроудельские вулканиты представляют собой остатки островной вулканической дуги. Полярность вулканизма указывает на то, что зона Беньофа, которая контролировала островодужный вулканизм, была наклонена от океана Япетус на юг, под Уэльс. В этом плане терригенные отложения Южных нагорий можно трактовать как осадки приостровного склона глубоководного желоба, полагая, что баллантрейские офиолиты слагали подножие островной дуги. Эпиконтинентальный мелководный разрез нижнего палеозоя Уэльса при такой трактовке, вероятно, характеризует условия шельфовых частей окраинного моря, располагавшегося в тылу островной дуги. На протяжении позднего ордовика и силура океан Япетус постепенно закрывался, при этом происходило сближение платформы Эриа вместе с обрамляющими ее метаморфидами Северных нагорий с островной дугой. Их столкновение привело к складчатости и формированию гранитно-метаморфического слоя во внутренней зоне британских каледонид.

Брабантский массив Бельгии сложен сильно дислоцированными нижнепалеозойскими толщами, на которых резко несогласно залегают девонские отложения, представленные в северной части красноцветной молассой олдреда, а на юге — прибрежными фациями девона Рейнских Сланцевых гор. Раннепалеозойские складчатые комплексы прослежены бурением под чехлом более молодых осадков в Северной Бельгии, а также на крайнем юго-востоке Англии. На большей части площади нижний палеозой представлен мощными глинисто-сланцевыми отложениями девильской и ревенской серий. На севере Бельгии бурение обнаружило большое количество вулканических пород андезитового состава, относящихся в основном к ордовику. Раннепалеозойская палеогеографическая обстановка Брабантского массива была, видимо, во многом аналогична внутренней зоне британских каледонид, т. е. здесь может быть восстановлена вулканическая островная дуга и сопровождавшая ее полоса развития терригенных осадков. Однако эта островная дуга располагалась не к северу от докембрийского массива Мидленда Англии, как Борроудейлинская дуга, а к югу от него.

Скандинавские каледониды, как известно, резко отличаются от каледонид Великобритании. Эти различия выражаются в первую очередь в структуре, в том, что весь раннепалеозойский складчатый комплекс в Скандинавии залегает аллохтонно. Хотя строение складчатых сооружений Скандинавии еще далеко от полного и однозначного понимания, здесь можно все же выделить в наиболее общем виде три главные зоны: автохтонную юго-восточную, обнимающую край Балтийского щита, аллохтонную внутреннюю, сложенную раннепалеозойским складчатым комплексом, и северо-западную автохтонную, включающую древний архейско-протерозойский фундамент Лофотенских островов и сопредельных территорий. Нижний палеозой внутренней

аллохтонной зоны, как выяснилось в последние годы, залегает в крупных тектонических покровах на архейско-протерозойском основании. Одним из наиболее характерных покровов является Тронхеймский, который описывался раньше как Тронхеймский синклинорий. В эрозионных окнах из-под нагромождения покровов в целом ряде мест выступает фундамент Балтийского щита вместе с перекрывающим его чехлом осадков (например, Ромбакское окно). До сих пор не ясно, где находится корневая зона покровов. Одинаково возможны два варианта: либо северо-западная автохтонная зона является продолжением Балтийского щита, и в этом случае покровы были переброшены из более западных районов, либо эта зона представляет собой, как и платформа Эриа, отторженец Северо-Американской платформы, и, следовательно, покровы были выжаты из рубцовой зоны стыка между двумя платформами (континентами), ныне погребенной под покровами. Имеющиеся данные свидетельствуют, скорее, в пользу второго варианта, поскольку в северо-западной автохтонной зоне есть проявления гренвиллского метаморфизма (около 1000 млн. лет), столь характерного для Северной Америки. В разрезе нижнего палеозоя Тронхеймского покрова в нижней его части, относящейся к нижнему ордовику и, вероятно, кембрию (группа Стёрен), преобладают зеленокаменно измененные лавы спилито-диабазового состава. Широко распространены серпентиниты и габбро, слагающие протяженные тела, вытянутые согласно со складчатой структурой. Здесь, несомненно, присутствует офиолитовая ассоциация, подвергшаяся сильной тектонизации. На Тектонической карте группа Стёрен и ее аналоги показаны в качестве комплексов океанической стадии. Вышележащие верхнеордовикские и силурийские отложения (группа Ховин) представлены флишево-граувакковыми толщами, с которыми связаны эффузивы андезито-базальтового состава. Эти толщи принадлежат к комплексам переходной стадии и характеризуют островодужную обстановку. Многочисленные массивы плагиогранитов (трондьемитов) внедрились в нижнепалеозойский комплекс. Перемещение тектонических покровов сопровождалось интенсивным высокотемпературным метаморфизмом с образованием многочисленных гранито-гнейсовых куполов. Океанические комплексы Тронхеймского и других покровов являются остатками коры раннепалеозойского океана Япетус. Комплексы переходной стадии (группа Ховин) отмечают сокращение этого океана. Покровообразование и метаморфизм фиксируют время закрытия океана и столкновение Восточно-Европейского и Северо-Американского континентов. Судя по материалам Скандинавии, океан Япетус возник в позднем докембрии. Спарагмит окраины Балтийского щита можно считать свидетелем раскола древнего континента. Эокембрийский спарагмит Вальдрес и терригенные флишеподобные толщи кембрий-ордовика района Вальдрес и Хиолитовой зоны Швеции накапли-

вались, вероятно, в пределах верхней части континентального подножия, по границе между океаном Япетус и Восточно-Европейским континентом. Мелководный шельфовый нижний палеозой района Осло представляет собой осадки пассивной окраины этого континента. Начиная с середины ордовика происходило сближение Восточно-Европейского и Северо-Американского континентов, пока они не пришли в силуре в непосредственное столкновение между собой. В результате возник единый материк Еврамерика — один из зародышей будущей Лавразии.

Комплексы континентальной стадии. Начало континентальной стадии было отмечено в Северо-Западной Европе формированием в девоне наложенных межгорных впадин, заполнявшихся грубообломочными молассами «древнего красного песчаника» — олдреда. Наиболее крупные впадины — Каледонская, Оркнейская (Оркадская), Ирландская — обнажаются на Британских островах, но, очевидно, значительные их части скрыты под Северным морем. Красноцветные молассы девона распространены в Скандинавии. Они известны в континентальной Европе в пределах Брабантского массива. С молассами ассоциируют наземные вулканиты, но в отличие от олдреда развиты они не повсеместно, а лишь на Британских островах, в Каледонской и Оркнейской впадинах. Вулканические излияния представлены андезитами, базальтами, риолитами. В Шотландии, Северной Англии и Юго-Восточной Ирландии известны девонские калиевые граниты (так называемые новые граниты) с возрастом 420—380 млн. лет. В Оркнейской впадине появляются щелочные интрузии. Девонские межгорные впадины, вулканизм и граниты формировались на уже созданном континентальном основании Еврамерики, являясь резко дискордантными по отношению ко всем более древним структурам.

Глава пятая

ОБЛАСТИ С КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРОЙ, СФОРМИРОВАННОЙ К СЕРЕДИНЕ КАРБОНА

▼

В середине карбона произошло формирование континентальной коры на обширных пространствах Евразии в пределах как Азиатского, так и Европейского секторов. К этому времени завершилось сближение среднепалеозойского континента Еврамерики с Сибирским континентом и более мелкими континентальными массивами, такими, как Центрально-Казахстанский, Чешский, Арморикапский, Гесперийский и другими,- впервые появился остов Евразиатского континента, от которого в позднем палеозое отделились Китайский и Индийский континенты. Евразия спаялась с Северной Америкой в единый континент Лавразию, а в конце палеозоя Лавразия соединилась с Гондваной в Пангею. Новые области континентальной коры возникли за счет закрытия океанических бассейнов, разделявших в среднем палеозое отдельные составные континенты Евразии: Уральского океана, располагавшегося между Еврамерикой и Сибирью, северной ветви океана Палеотетис, простиравшегося между Казахстанским, Китайским и Сибирским континентами, Палеоатлантического океана, остаточные океанические бассейны которого занимали пространство между Еврамерикой и континентальными массивами Средней и Западной Европы. Сближение континентов и закрытие океанов сопровождалось интенсивной складчатостью, внедрением крупных масс гранитных батолитов и интенсивным метаморфизмом. Эти события, протекавшие в основном на протяжении девона и раннего карбона, обычно описываются как проявления герцинской складчатости. Вместе с тем на большей части территории европейских и азиатских герцинид формирование континентальной коры протекало длительно. Участки гранитно-метаморфического слоя образовывались, начиная с позднего докембрия, на протяжении раннего и среднего палеозоя до середины карбона. В позднем карбоне и ранней перми на южной окраине вновь образовавшегося Евразиатского континента возник протяженный единый вулкано-плутонический пояс [Моссаковский, 1975], появление которого служит надежным показателем существования в то время континентальной коры. Краевой вулкано-плутонический пояс появился на границе между Евразиатским континентом и расположенным к

югу позднепалеозойским океаном Палеотетис, отделявшим Евразию от Гондваны и Китайского континента.

Складчатые пояса позднепалеозойской континентальной коры хорошо изучены, а некоторые из них были той базой, на которой формировались основные представления современной геологии (Центральная и Западная Европа, Урал, Казахстан). Общие проблемы строения и развития позднепалеозойских складчатых систем Азиатского сектора неоднократно рассматривались разными исследователями в многочисленных статьях и монографиях, из которых отметим лишь самые основные: [Штрейс, 1951; Кузнецов, 1954; Синицын, 1957; Пейве, 1961; Пейве и др., 1972, 1976, 1977; Шатский, Богданов, 1961; Хаин, 1964; Богданов, 1965; Муратов, 1965; Яншин, 1965; Херасков, 1967; Глубинное..., 1968; Бандалетов, 1969; Кепежинскас, 1969, 1974; Кепежинскас, Лучицкий, 1973; Кошкин, 1969; Купман и др., 1969; Фундамент..., 1970; Дергунов и др., 1971; Куликов, 1971; Гарецкий, 1972; Зоненшайн, 1972; Зоненшайн и др., 1976; Сурков, 1972; Шульц мл., 1972; Абдулин, 1973; Поршняков, 1973; Антонюк, 1974; Антонюк и др., 1977; Беспалов, Есенов, 1974; Кейльман, 1974; Тектоника..., 1974; Буш и др., 1975; Моссаковский, 1975; Буртман, 1976; Руженцев, 1976; Металлогения Казахстана, 1977; Савельев, Савельева, 1977; Макарычев, 1978; Перфильев, 1979].

АЗИАТСКИЙ СЕКТОР

В Азиатском секторе позднепалеозойская континентальная кора охватывает восточный склон Урала и Зауралье, большие территории Средней Азии, юг Центрального Казахстана, Иртыш-Зайсанскую складчатую систему, протягивается в смежные районы Китая и слагает южную часть Монголии. Корой позднепалеозойского возраста сложена часть фундамента Туранской и Скифской плит.

С юга позднепалеозойская кора ограничена в западной части миоценовой корой Альпийского складчатого пояса. В большей части Азиатского сектора складчатые цепи рассматриваемой коры ограничены с юга древними континентальными массами Северного Китая. Между ними и позднепалеозойскими сооружениями местами (особенно на востоке сектора, в Монголии) выделяется прерывистая полоса более молодых складчатых образований раннемезозойской континентальной коры.

Позднепалеозойская кора по своему строению и механизму образования распадается довольно отчетливо на два типа. Первый из них представляет собой, по существу, остаточные структуры внутри мозаичной складчатой системы Казахстана (Джунгаро-Балхашская структурная зона) с ее девонской, главным образом, континентальной корой.

К совершенно другому типу относятся протяженные линейные складчатые пояса (Урал, Южный Тянь-Шань и др.). Как

видно из карты, линейные системы группируются в субширотный складчатый пояс Палеотетиса, прослеживающийся из Южной Монголии через структуры Южного Тянь-Шаня и Бухаро-Хивинской зоны в Центральный Устюрт, Мангышлак и далее на территорию Предкавказья. Палеотетис в восточной части отделяет гигантский северный континент, сложившийся в девоне, от южных континентальных масс, имеющих в большинстве своем докембрийский возраст. Западное продолжение Палеотетиса прослеживается в виде фрагментов в Альпийском складчатом поясе.

От Палеотетиса в северном направлении отходят два субмеридиональных пояса: западный — Уральский и восточный Иртыш-Зайсанский. Оба эти пояса постепенно выклиниваются в северном направлении, причем Уральский проходит значительно дальше на север.

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКАЯ КОРА МОЗАИЧНОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Позднепалеозойская кора (Джунгаро-Балхашская и Жаман-Сарысуйская зоны) почти со всех сторон окружена складчатыми сооружениями девонской коры. С севера, северо-востока, юго-востока и юга позднепалеозойская кора обрамлена девонским вулкано-плутоническим поясом и только на юго-востоке сочленяется с одновозрастными складчатыми сооружениями Палеотетиса.

В венде — кембрии эта территория представляла собой внутреннюю часть Центрально-Азиатского палеоокеана, большая часть которого вошла в состав девонского континента. Меланократовое основание в виде серпентинитовых меланжей выходит на поверхность в Тектурмасском и Северо-Балхашском антиклинориях. Породы меланократового основания сильно метаморфизованы, наряду с гипербазитами и габбро среди них распространены гранатовые амфиболиты (апогаббровые?), апопироксенитовые горнблендиты, эклогитоподобные породы. Меланжи включают также большое количество блоков диабазов и габбро-диабазов, относящихся к комплексу параллельных даек.

Комплексы океанической стадии, пространственно тяготеющие к зонам меланжей и слагающие блоки в меланже, имеют рифейско-кембрийский и ордовикский возраст. Нижняя часть разреза представлена диабазами с прослоями яшм (катамурунская, итмурундинская свиты), а верхняя, отвечающая верхней части океанического чехла, сложена туффитами и яшмами (тектурмасская свита и ее аналоги, $Є_{2-3}$) с линзами граувакк, содержащих обломки меланократовых пород.

Вместе с более северным, Бощекульским блоком рассматриваемая территория входила в рифее — раннем кембрии в еди-

ную палеоокеаническую структуру, располагавшуюся восточнее микроконтинентов западной части Центрального Казахстана. Как и в более северных районах, здесь сохранились одновозрастные с океаническими комплексы континентального подножия (кремнистые породы и кварцевые арениты), оконтуривающие западный край океанического ложа и его границу с Моинтинским микроконтинентом.

Для рассматриваемой территории характерно появление второго импульса растяжения, с чем связано формирование нового океанического комплекса со своей дайковой серией (базарбайская свита и ее аналоги). Нижняя часть этого комплекса сложена толеитовыми базальтами, а верхняя — яшмами. Яшмы имеют ранне-среднеордовикский возраст. Нижняя возрастная граница базальтов, возможно, опускается в кембрий. Стратиграфические соотношения разновозрастных океанических комплексов не известны. Скорее всего, нижний комплекс слагал отдельные блоки в новообразованной (кембрийско-ордовикской) коре океанического типа. Вероятно, с поздним импульсом спрединга связано заложение зоны Беньофа и образование Чингиз-Тарбагатайской островной дуги, расположенной восточнее (см. выше).

Начиная с середины ордовика, рассматриваемая территория представляла собой структуру типа окраинного моря, заполнявшегося песчано-алевритовыми отложениями переходной стадии (чажогайская и шундинская свиты, O_{1-2}; зеленые песчаники и алевролиты силура и девона). С приближением к девонскому вулканическому поясу (Предчингизье, Джунгария) терригенные породы обогащаются туфогенным и вулканомиктовым материалом.

В северной части рассматриваемой структуры (Жаман-Сарысуйская и Успенская зоны) уже в конце девона сформировался гранитно-метаморфический слой, свидетельством чего являются франские вулканиты андезит-липаритового состава и позднедевонские гранодиориты. В более южной части (Северное Прибалхашье, Северная Джунгария) гранитно-метаморфический слой оформился позднее, в раннем карбоне. Показателем его становления являются вулканогенная нижняя моласса (каркаролинская и колмакэмельская свиты) и гранитоиды балхашского и топарского комплексов.

ЛИНЕЙНЫЕ СКЛАДЧАТЫЕ СИСТЕМЫ

Определяющей структурной особенностью этих систем, помимо линейности, является необычайно широкое развитие в них крупномасштабных тектонических покровов. По существу, эти системы представляют собой сложные пакеты тектонических пластин, сложенных различными формационными комплексами. Фрагменты более древней коры в них в основном имеют текто-

ническое происхождение и образуют параавтохтонные или аллохтонные массы смежных континентальных блоков, внедренных внутрь палеоокеанической структуры в процессе шарьирования.

Рифтогенные комплексы. Линейные системы как океанические структуры, вероятнее всего, возникли преимущественно в результате рифтинга и раздвигания континентальной коры или в той или иной мере замкнувшейся более древней океанической структуры. Вероятнее всего, рифтинг происходил в конце кембрия — начале ордовика. Прямые свидетельства этого процесса — рифтогенные комплексы — сохранились только в отдельных случаях. На Урале позднекембрийские и раннеордовикские рифтогенные комплексы слагают отдельные грабены среди докембрийских метаморфических серий осевой полосы Урала и в основании комплексов континентального склона западного обрамления Уральского палеоокеана [Пучков, 1978]. Эти комплексы известны на Приполярном и Полярном Урале (лаптопайская и погурейская свиты) и на Южном Урале (кидрясовская, чаушская, чинчарская свиты и их аналоги). Рифтогенный комплекс представляет собой линзовидное чередование осадочных и вулканогенных пород. Первые представлены песчаниками, гравелитами и конгломератами полимиктового и аркозового состава, вулканиты — щелочными и субщелочными базальтами и андезитобазальтами, реже липаритами и трахилипаритами. В целом в разрезе преобладают осадочные породы.

Во внешней (западной) части рифтовой зоны породы комплекса слагают отдельные конседиментационные грабены и лежат несогласно на подстилающих докембрийских образованиях. Среди вулканитов распространены щелочные разности, появляются тела ультраосновных щелочных пород. Вверх по разрезу они сменяются шельфовыми комплексами.

Восточнее, во внутренних частях рифтовой зоны распространены морские аркозовые песчаники с линзами субщелочных и щелочных базальтов. Вблизи осевой части рифта песчаники приобретают полимиктовый состав, а вулканизм имеет отчетливый бимодальный характер. Основные разности близки к океанским толеитам, кислые представлены кварцевыми альбитофирами. Вверх по разрезу рифтогенные комплексы внутренних частей рифтовой зоны сменяются комплексами континентального подножия.

Рифтогенные комплексы в других линейных системах почти не известны. Вероятно, к ним относятся субщелочные бимодальные вулканиты и грубообломочные осадочные толщи кембрия, известные в горах Тамдытау (Кызылкум), отвечающие началу раскрытия Палеотетиса.

Косвенным признаком новообразования океанических структур линейных систем является их резкая дискордантность по отношению к более древним структурным элементам. Это очень отчетливо видно на примере Урала, не только срезающего гра-

ницы разновозрастных кор, но и пересекающего рифейскую кору в его северной части. Не менее характерно такое срезание и для Палеотетиса, особенно для его восточной (Монголия) части. Срезание более древних структур подчеркивается комплексами континентальных окраин Палеотетиса (Монголия, Тянь-Шань, Скифская плита). Следует также отметить, что, как уже говорилось, раннепалеозойский Азиатский палеоокеан в девоне замыкался от периферии к центру, постепенно наращивая континенты своего западного, восточного и южного обрамлений. Океанические же структуры линейных систем (Урал, Палеотетис) возникли на периферии палеоокеана, вдоль его границ с древними континентами.

Разумеется, нельзя считать, что океанические пространства линейных систем возникли в результате рифтинга сложившихся континентальных масс. На пространствах, подвергшихся рифтингу, существовала в разной степени консолидированная кора, возможно, включавшая в себя и реликты структур с корой океанического типа.

В ордовике и силуре происходило расширение рифтовых систем и сформировались новые океанические бассейны Урала, Палеотетиса и Иртыш-Зайсанский бассейн. Максимального развития эти структуры достигли в силуре — раннем девоне.

Комплексы океанической стадии. Меланократовое основание лучше всего сохранилось в краевых офиолитовых аллохтонах Урала, там, где океанические серии оказались достаточно далеко шарьированными на западное континентальное обрамление. Это Войкарский и другие массивы Полярного Урала, Кракинский, Хабарнинский и Кемпирсайский массивы Южного Урала. В этих массивах сохранилась нормальная последовательность разреза от гарцбургитов внизу через габброиды до дайковых комплексов и толеитов вверху. Прекрасно развитые комплексы параллельных даек однозначно указывают на интенсивный спрединг океанического ложа в позднем ордовике и силуре. В нижних частях офиолитовых пластин нередко появляются метаморфизованные офиолиты (гранатовые амфиболиты, глаукофановые сланцы, эклогитоподобные породы и т. д.).

Во внутренних частях Уральской палеоокеанической структуры и в других линейных системах меланократовое основание сохранилось в виде отдельных блоков в серпентинитовом меланже. Такие блоки известны в Южном Тянь-Шане и Кызылкуме (Теминбулакский и Каратауский, Тамдинский, Надирский, Аравanский и другие массивы), в Монголии (меланжи хребтов Гурван-Сайхан и Дзолэн-Ула). Судя по этим фрагментам, разрезы основания принципиально мало чем отличаются от уральских массивов, хотя метаофиолиты почти не известны. Исключение представляет чарский меланж Иртыш-Зайсанской зоны. Здесь наряду со сравнительно малоизмененными гипербазитами и габброидами широко распространены метаофиолиты, представлен-

ные эклогитами, гранатовыми и безгранатовыми амфиболитами и глаукофановыми сланцами.

Породы комплексов океанической стадии ассоциируют с зонами серпентинитового меланжа или слагают блоки в нем. Наиболее полно изучены эти комплексы на Урале. Они представлены преимущественно диабазами и спилитами, часто с подушечной отдельностью. Осадочные породы (фтаниты, кремнисто-глинистые сланцы, реже яшмы) встречаются в виде редких маломощных прослоев. В Монголии (хребты Гурван-Сайхан, Дзолэн-Ула) с диабазами связаны граувакковые песчаники и алевролиты, состоящие целиком из обломков пород офиолитовой ассоциации. Соотношение спилито-диабазового комплекса с меланократовым основанием чаще всего тектоническое. Однако на Урале (Хабарнинский массив, Мугоджары) наблюдается непосредственная связь диабазов с подстилающим их комплексом параллельных даек. Иной характер контакта описан в Сарталинской зоне Южного Тянь-Шаня [Макарычев, 1978; Куренков, 1978]. Здесь на габброидах и габбро-диабазах дайкового комплекса с размывом и конгломератами в основании залегают кремни и яшмы, сменяющиеся выше спилитами и диабазами. Стратиграфическое налегание базальтов на габбро основания известно также в Сакмарской зоне.

В верхней части спилито-диабазового комплекса нередко появляются кварцевые альбитофиры и их туфы, образующие линзовидные тела большей или меньшей протяженности. Обычно с ними ассоциируют яшмы или кремнистые сланцы (Тагильская и Магнитогорская зоны Урала).

Породы океанического осадочного чехла сохраняются в исключительных случаях. Глинистые и глинисто-кремнистые сланцы (S_1) чехла известны в западном крыле Магнитогорского синклинория Урала, вероятно, к чехлу следует относить бугулугырский горизонт яшм (D_1e) в осевой части этой же структуры. К океаническому чехлу относятся также, вероятно, нижнекаменноугольные кремни и яшмы Сарталинской зоны Тянь-Шаня.

Возраст океанических комплексов датируется только на отдельных участках. Более или менее твердые данные, позволяющие уловить закономерности изменения возрастных границ комплекса, имеются для Урала. В краевых (западной и восточной) частях палеоокеанической структуры (эвгеосинклинали восточного склона) комплекс океанической стадии имеет ордовикско-раннесилурийский возраст (Тагильская зона на западе, Зауралье — на востоке). В осевой части нижняя возрастная граница постепенно поднимается до позднего силура, а верхняя — до эйфельского века среднего девона. Закономерное омоложение низов океанического комплекса к оси палеоокеанической структуры находится в хорошем соответствии с представлением о механизме спрединга, формирующем новую океаническую кору в процессе расширения океана.

По-видимому, меняется возрастной диапазон океанических комплексов и в других линейных системах. Во всяком случае в Южном Тянь-Шане, в Сарталинской зоне океанической стадии отвечают ордовикские, силурийско-девонские и даже нижнекаменноугольные отложения, а в хребте Северный Нуратау (Кызылкум) верхнесилурийские отложения уже представлены фациями островодужного типа. В Монголии комплексы океанической стадии имеют предположительно силурийско-раннедевонский возраст. Блоки спилитов, диабазов и кремнистых пород в чарском меланже Иртыш-Зайсанской зоны датируются силуром и девоном. Во всяком случае, можно утверждать, что породы океанической стадии в линейных системах имеют почти исключительно среднепалеозойский возраст, хотя их возрастные границы даже в пределах одного складчатого пояса могут варьировать в широких пределах. Это обстоятельство, как нам кажется, позволяет утверждать, что палеоокеанические структуры, отвечающие линейным системам, развивались длительно и имели достаточно обширные размеры.

Комплексы континентальных окраин. Обширность океанических пространств подчеркивается хорошо развитыми комплексами континентальных окраин, прослеживающихся в виде отдельных фрагментов на многие тысячи километров.

По восточному краю Европейского континента развиты шельфовые комплексы ордовикско-каменноугольного возраста (миогеосинклинальная зона западного склона Урала и частично основание Предуральского краевого прогиба). Отложения шельфа мало чем отличаются от платформенного чехла Восточно-Европейской платформы, в них выделяются конседиментационные прогибы и поднятия, прослеживающиеся из платформы и нередко под углом подходящие к границе Уральской палеоокеанической структуры. Отличие от чехла заключается в несколько больших мощностях и в большей полноте разреза. Шельф сложен известняковыми формациями, которые на двух уровнях (ордовик и средний девон) переслаиваются с олигомиктовыми песчаниками и сланцами.

Континентальный склон и подножие фиксируются типичными формационными комплексами. Они сохранились спорадически вдоль западного склона Урала (внутренняя часть миогеосинклинальной зоны). Обычно они надвинуты на шельфовые комплексы и слагают нередко разрозненные останцы аллохтонных пластин. Для склона и подножия характерны глубоководные известняки, глинистые и кремнисто-глинистые сланцы и фтаниты, темноцветные или пестроцветные, мощности этих отложений обычно в несколько раз меньше синхронных отложений шельфа. Такого типа осадки являются фациальным аналогом карбонатных отложений шельфа. Фациальные аналоги песчаниковых формаций шельфа (ордовик и средний девон) на склоне представлены сравнительно мощными (порядка 1000 м) пестроцвет-

ными филлитами и алевролитами с пачками песчаников (O_{1-2}) или кварцевыми песчаниками, алевролитами и сланцами, часто с ритмичной слоистостью (пагинская свита Полярного Урала, D_2). Рассмотренные отложения залегают либо несогласно на докембрийском фундаменте, либо согласно — на рифтогенных образованиях.

Возрастной объем формационного комплекса склона и подножия меняется, на севере Урала это ордовик — ранний карбон, на юге — ордовик — средний девон. Легко видеть, что комплексы склона и подножия формировались не только на океанической, но отчасти и на переходной стадиях развития палеоокеана. Они согласно перекрыты флишевыми и граувакковыми отложениями, которые связаны с интенсивным шарьированием палеоокеанических комплексов на континент Русской плиты.

На южном Тянь-Шане и в Кызылкуме широко развиты шельфовые и склоновые образования, бывшие некогда южным обрамлением океанической структуры. Шельфовые отложения установлены, по данным бурения, по северному краю Таримского континента и Таджикского массива (микроконтинента?). Эти же образования слагают автохтонные ядра в Алайском хребте и в некоторых других районах Южного Тянь-Шаня и Кызылкума. Они представлены девонскими и нижнекаменноугольными известняками (часто рифогенными) мощностью до нескольких километров. Местами они лежат с несогласием на докембрийских (?) зеленых сланцах фундамента Таджикского массива, местами — на силурийских песчано-глинистых отложениях континентального склона.

Отложения континентального склона и подножия представлены мощной (до 1500 м) толщей олигомиктовых песчаников, алевролитов, глинистых и кремнистых сланцев и фтанитов силурийского возраста. Местами ниже силура известны близкие по составу отложения, условно относящиеся к ордовику (Северо-Нуратинский хребет). Выше залегают пестроцветные кремнистые и глинистые сланцы и слоистые известняки общей мощностью до 200 м. Раннее эта толща считалась каменноугольной, но в последнее время в ней обнаружены радиолярии, фораминиферы и конодонты самых верхов силура, всего девона и нижнего карбона [Клишевич и др., 1977; Пучков, 1978]. Таким образом, для этого интервала времени характерно типичное конденсированное осадконакопление. Помимо таких разрезов, в девоне известны более мощные разрезы, сложенные полимиктовыми песчаниками, конгломератами и сланцами (джидалинская свита и ее аналоги). Эти отложения, видимо, выносились подводными каньонами, рассекавшими континентальный склон.

Мощные силурийские разрезы континентального склона формировались при сравнительно высоком стоянии южного материкового обрамления. Соответственно для этого времени характерно отсутствие широкого шельфа. Позднее, когда существо-

вал хорошо развитый шельф, в зоне подножия накапливались маломощные отложения конденсированного разреза.

Остатки шельфа и отложений склона — подножия известны и вдоль северного ограничения Палеотетиса. В Предкавказье бурением вскрыты мощные сероцветные песчано-сланцевые отложения среднего палеозоя, маркирующие южный край Восточно-Европейского древнего континента.

Комплексы континентальной окраины девонского континента известны в Монголии, где они также маркируют северный край Палеотетиса. Они представлены девонскими песчано-сланцевыми отложениями северной части Южно-Монгольской зоны. Край континента рельефно подчеркивался в эйфельском веке формированием барьерного рифа вдоль почти всей полосы сочленения Южно-Монгольской зоны с девонским континентом.

Комплексы переходной стадии. Переходная стадия — это стадия формирования гранитно-метаморфического слоя и тектонического скучивания, которое в линейных системах сопровождается крупноамплитудным шарьированием на всех его этапах. Этот процесс проходит в разное время в разных участках даже одной палеоокеанической структуры, и формированию переходных комплексов в одной ее части может отвечать океанический спрединг — в другой. В конечном счете, в результате интенсивных горизонтальных перемещений в линейных системах происходит резкое сближение краев бывшей океанской структуры вплоть до тектонического совмещения обрамлявших ее континентов. Остатки океанических комплексов в этом случае сохраняются в виде прерывистой цепочки, трассирующей сутуру области, некогда разделявшей эти континенты.

Формирование гранитно-метаморфического слоя линейных систем осуществляется двумя способами — автохтонным и аллохтонным. В то время как в краевых частях палеоокеана происходит надвигание (или пододвигание) континентального обрамления на (или под) палеоокеанические комплексы (аллохтонный механизм), во внутренних частях идет шарьирование вулканогенно-осадочных пластин друг на друга и скучивание этого материала, приводящее к становлению автохтонного гранитно-метаморфического слоя. Постепенно аллохтонный механизм распространяется на весь поперечник палеоокеанической структуры. В результате в каждом конкретном случае мы часто имеем смену в разрезе комплексов, отвечающих автохтонному механизму, комплексами, свидетельствующими о преобладании аллохтонного механизма.

Автохтонному механизму отвечают комплексы вулканических островных дуг, междуговых пространств и краевых морей; аллохтонному — флишево-олистостромовые комплексы. Олистостромы и флиш, разумеется, присутствуют и в первом случае, однако для аллохтонного механизма они становятся преобладающими.

Ранний этап переходной стадии (вулканические дуги, междуговые пространства и краевые моря) лучше всего представлен на Урале и в Монголии. На Урале выделяются два главных формационных типа: андезито-базальтовый и андезито-дацитовый. Андезито-базальтовая формация представлена туфами и лавами соответствующего состава, формирующими вулканические зоны. Межвулканические прогибы сложены туфами андезито-базальтов, вулканомиктовыми породами, полимиктовыми песчаниками с линзами известняков. Этому формационному типу отвечают именновская свита Тагильской зоны (Sw-ld), ирендыкская свита Магнитогорского прогиба (S_2-D_1) и их аналоги. Андезито-дацитовая формация представлена вулканитами дифференцированного ряда от андезито-базальтов до дацитов с преобладанием андезитов. Лавы и пирокласты слагают цепочки мелких и крупных вулканических поднятий. В разделяющих поднятия прогибах формировались ритмично-слоистые туфы и туфопесчаники. К этой формации относятся венлокские отложения Тагильской зоны, баймак-бурибаевская (S_2—D_1) и улутауская (D_2gv) свиты Магнитогорского прогиба.

В области позднепалеозойской континентальной коры Южной Монголии комплексы переходной стадии пользуются максимальным распространением по сравнению с комплексами других стадий. По возрасту они относятся к трем интервалам — силуру—началу девона, раннему — среднему девону и раннему карбону. Для комплексов первых двух интервалов характерно развитие базальтов и андезито-базальтов, накапливавшихся преимущественно в подводных условиях и представленных в основном подушечными лавами. Вулканиты тесно связаны с кремнистыми и кремнисто-граувакковыми накоплениями, часто глубоководными. Полосы развития лав маркируют положение соответствующих вулканических островных дуг, которые были обращены фронтальной стороной к югу. К северу от них развиты монотонные кремнисто-алевролитовые толщи того же силурийского и ранне-среднедевонского возраста. Эти толщи отвечают выполнению окраинного моря, располагавшегося в тылу островных дуг. Во второй половине девона силурийско-девонские комплексы в ряде районов, но не повсеместно, подверглись складчатости, и возникли достаточно крупные шарьяжные структуры (хребты Гурван-Сайхан, Дзолэн-Ула). Обычно комплексы переходной стадии образуют автохтонные единицы, на которые надвинуты (обдуцированы) тектонические пластины офиолитов. Образование шарьяжей сопровождалось накоплением олистостром. После первого шарьяжеобразования в раннем карбоне вновь возникла система островной дуги. Поля развития известково-щелочных существенно андезитовых вулканитов нижнего карбона слагают полосу по южному краю Южно-Монгольской зоны. Они отмечают собой вулканическую дугу, располагавшуюся к северу от позднепалеозойского океана Па-

леотетис. Терригенные песчано-алевролитовые толщи нижнего карбона, распространенные в основном к северу от полей развития вулканитов, могут интерпретироваться как осадки окраинного моря. В начале среднего карбона все среднепалеозойские комплексы Южно-Монгольской зоны испытали складчатость и надвигообразование с одновременным внедрением гранодиорит-плагиогранитных интрузий. Это время отвечает формированию гранитно-метаморфического слоя на данной территории.

Формации, близкие к описанным на Урале и в Монголии, видно, развиты и в других частях линейных систем, однако там они либо еще недостаточно изучены, либо проявились значительно слабее. В Южном Тянь-Шане известны андезито-базальтовые и андезитовые вулканиты в составе араванской свиты (D); вулканогенно-осадочные серии с андезитовыми вулканитами (S) отмечаются в Северо-Нуратинском хребте в Кызылкуме.

В Иртыш-Зайсанской зоне раннему этапу переходной стадии соответствует мощная толща полимиктовых песчаников, алевролитов и сланцев (D_3-C_1v), отвечающая такырской, коконьской свитам и их аналогам. Видимо, этот комплекс может быть сопоставлен с отложениями краевого моря. Андезитовые вулканиты одновозрастной островной дуги сохранились в виде небольших тектонических клиньев (вне масштаба карты) по северо-восточному обрамлению Курчумского горста на границе со структурами Юго-Западного Алтая.

С ранним этапом переходной стадии связано формирование первых тектонических покровов (доранне девонские покровы Сакмарской зоны, появление офиолитокластовых олистостром в Присакмарской зоне, среднедевонские олистостромы в Монголии и т. д.).

На рассматриваемом этапе переходной стадии образуются наиболее ранние плагиограниты, слагающие иногда мощные пластообразные тела в основании островодужных комплексов (собский комплекс Полярного Урала и др.). Эти плагиограниты представляют собой зачаточный гранитно-метаморфический слой, видимо, близкий к тому, который сейчас образуется в Курильской островной дуге. По-видимому, в линейных системах на рассматриваемом этапе «гранитный» слой в виде зачаточных «островов» появляется далеко не везде. Об этом свидетельствует локальное развитие синхронных плагигранитов и отсутствие хорошо выраженных комплексов-показателей становления гранитно-метаморфического слоя.

Ранний этап переходной стадии имеет различный возрастной диапазон в разных частях одной и той же структуры. На Урале, например, его начало закономерно омолаживается от краев к осевой части. На западе (в Тагильской зоне) это венлок, в осевой части (Магнитогорская зона) — поздний эйфель, а в восточной (Восточно-Уральская зона) — начало позднего силура.

В Монголии в северной краевой части палеоокеанической

структуры нижняя граница рассматриваемого комплекса приходится на поздний силур, а в осевой — на границу раннего и среднего девона. В других местах не удается установить закономерной миграции возрастного диапазона, однако разновозрастность комплексов раннего этапа несомненна.

Поздний этап переходной стадии в линейных системах фиксируется широким распространением флишево-олистостромовых формаций. Эти отложения выполняют прогибы, формирующиеся перед фронтом надвигающихся на палеоокеаническую структуру континентальных пластин или перед фронтом вулканогенно-осадочных пластин, надвигающихся на смежный континент. Эти прогибы перемещаются по мере продвижения аллохтонных пластин, вследствие чего флишевые серии захватывают большие пространства.

Состав обломочного материала зависит от характера аллохтонных пластин. В случае, когда надвигаются вулканогенно-осадочные комплексы палеоокеанической структуры, флиш имеет грауваккковый состав, а когда олистостромы — офиолитовый. Если аллохтонные массы сложены комплексами древней коры, флиш сложен олигомиктовым терригенным материалом, а в составе олистостром преобладают глыбы чехла и гранитно-метаморфического основания этих пластин.

Флишевые и флишево-олистостромовые толщи широко распространены на Урале (зилаирская свита, D_3-C_1t), на Южном Тянь-Шане (C_1-C_2), в Иртыш-Зайсанской зоне (аркалыкская свита, C_1n-C_2), в Южной Монголии (девон и нижний карбон Гобийского Алтая).

Замыкание океанических структур линейных складчатых систем обычно происходит в результате пододвигания древней континентальной массы под вулканогенно-осадочные серии на одном фланге океанической структуры и надвигания древних комплексов — на другом.

На Урале пододвигание кристаллиникума Русской плиты под палеоокеаническую структуру началось еще в конце силура, когда в осевых частях этой структуры формировалась новая океаническая кора. Так, в самой западной (Тагильской) зоне уже к началу девона за счет пододвигания кристаллиникума появился гранитно-метаморфический слой, свидетельством чего является своеобразная вулканогенная морская моласса (турьинская свита, Sld_2-D_1). Вулканиты имеют в основном трахиандезитовый и трахибазальтовый состав. Они чередуются с туфогенно-обломочными породами и известняками. Нередки линзы и горизонты крупноглыбовых брекчий и конгломератов, пачки ритмично-слоистых песчаников и алевролитов.

Новый импульс интенсивного пододвигания древнего кристаллиникума в восточном направлении произошел в конце среднего и позднем девоне — раннем карбоне, когда кристалли-

ческое основание Русской плиты оказалось пододвинутым до осевой части палеоокеанической структуры. Одновременно происходило тектоническое скучивание, выразившееся в многократном шарьировании мощных вулканогенно-осадочных пластин друг на друга. Толщи грауваккового флиша зилаирской свиты (D_3-C_1) формировались перед фронтом этих надвигающихся пластин.

С конца девона, по-видимому, началось интенсивное надвигание на запад, на палеоокеаническую структуру, кристаллических масс девонской и более древней коры восточного обрамления Уральского палеоокеана. На надвигающемся с востока кристаллиникуме сформировался вулкано-плутонический пояс. Фрагментом этого пояса является вулканогенная морская моласса валерьяновской свиты (C_1v-n). Внутренние элементы пояса сохранились в виде отдельных фрагментов в Мугоджарах (вулкано-плутонические ассоциации, D_3-C_1).

В конце раннего карбона произошло «расклинивание» вулканогенно-осадочных серий продвигающимися на запад метаморфитами и начали образовываться крупные ретрошарьяжи эвгеосинклинальных масс с восточной вергентностью. В конечном счете сближение континентальных масс привело к полному закрытию палеоокеанической структуры, вулканогенно-осадочные серии оказались «выдавленными» на кристаллиникум восточного и западного обрамления. Покровная структура Урала была в дальнейшем смята в складки и осложнена крупными поднятиями и прогибами.

Аллохтонный механизм формирования континентальной коры Южного Тянь-Шаня сходен с описанным выше. Закрытие этой структуры произошло в результате пододвигания южного обрамления (Таримский и Таджикский массивы) и надвигания располагавшихся севернее масс девонской коры. Этот процесс происходил очень интенсивно в течение среднего карбона. В результате палеоокеанические комплексы оказались зажатыми между континентальными массами и в современной структуре сохранились в виде прерывистой сутурной линии, маркируемой офиолитами. Шарьирование сопровождалось образованием олистостром и флиша.

Надвигание северного обрамления сопровождалось формированием на нем краевого вулкано-плутонического пояса (нижняя вулканическая моласса — C_1n-C_2b — Срединного Тянь-Шаня). По геофизическим данным, этот пояс прослеживается далее на северо-запад и сливается с описанным выше валерьяновским поясом восточного ограничения Урала. Единый краевой пояс ограничивает край девонского континента, надвигавшегося как на Уральский, так и на Южно-Тянь-Шаньский палеоокеан.

Замыкание Иртыш-Зайсанской структуры произошло в результате надвигания на нее алтайских структур девонской коры и пододвигания казахстанских структур. Как и в Тянь-Шане,

эти процессы были очень интенсивными и сопровождались формированием мощных флишоидных серий и олистостром поздневизейско-намюрского возраста. Остатки океанических комплексов сохранились в аллохтонных пластинах меланжа (Чарская зона) и в отдельных тектонических блоках, выведенных на поверхность в зоне надвига алтайских структур (Курчумский блок). К концу раннего карбона Иртыш-Зайсанская структура полностью замкнулась. Существование хорошо выраженного гранитно-метаморфического слоя подтверждается наличием нижних моласс (буконьская свита, C_2), сочетающихся нередко с вулканитами (кокпектинская свита, C_2).

Сложная покровная структура, возникшая при закрытии бывших океанических пространств, подверглась интенсивной складчатости и была раздроблена разломами. В результате в антиформах на дневную поверхность нередко оказывались выведенными автохтонные и параавтохтонные древние комплексы пододвинутых континентальных масс или их чехла (докембрийские фрагменты Урала, палеозойские шельфовые комплексы Южного Тянь-Шаня и Кызылкума и т. д.). В редких случаях в ядрах синформ сохранились изолированные остатки аллохтонных пластин кристаллиникума, надвигавшегося на палеоокеаническую структуру (Нуратинский хребет Кызылкума, чарский меланж Иртыш-Зайсанской зоны, возможно, Уланульский блок на юго-востоке Монголии). По-видимому, большинство фрагментов более древних кор в линейных системах представляют собой фрагменты тектонических пластин, подстилающих или перекрывающих океанические и переходные комплексы. Однако при этом нельзя исключить и существование крупных изначальных микроконтинентов, вошедших затем в структуру коры в виде фрагментов. Возможно, такими микроконтинентами являются крупные фрагменты, выявленные по геофизическим данным в фундаменте Туранской плиты.

Линейные складчатые системы образуют субширотный пояс Палеотетис, от которого отходят две складчатые дуги, выгнутые в юго-западном направлении. Западная прослеживается через Южный Тянь-Шань и далее на Урал, восточная представлена Иртыш-Зайсанской дугой. Формирование континентальной коры и особенности структуры этих дуг обусловлены относительным дрейфом двух крупных блоков девонской коры в юго-западном направлении и надвиганием их на палеоокеанические структуры. В обеих дугах на внутренних краях происходит надвигание древней коры на палеоокеаническую структуру, а на внешних краях — пододвигание древнего кристаллиникума под нее (обдукция). Вершинам дуг отвечает максимальная пережатость палеоокеанических структур (Южный Тянь-Шань и Кызылкум, юго-восточная часть Иртыш-Зайсанской зоны, где океанические комплексы сохранились в отдельных останцах тектонических покровов и почти полностью превращены в меланж).

На ветвях дуг степень тектонического сжатия и перекрытия заметно уменьшается.

В западной (Урало-Тяньшаньской) дуге внутренний край имеет все черты, свойственные зонам субдукции. На краю надвигающегося континентального блока формируется типичный краевой вулканический пояс. Внутренний край Иртыш-Зайсанской дуги имеет несколько иной характер. Здесь на надвигающемся краю континента нет вулкано-плутонического пояса соответствующего возраста. В тылу пододвигающейся плиты почти повсеместно прослеживаются комплексы внутренних морей, образующих кулисную цепочку структур вдоль внутреннего края дуги. К ним относятся Хангай-Хэнтейский прогиб Центральной Монголии, Делюно-Юстыдский прогиб Западной Монголии и Алтая, прогиб Юго-Западного Алтая, Томь-Колыванская зона и ее продолжение под чехлом Западной Сибири. Прогибы внутренних морей сложены верхнедевонско-нижнекаменноугольными олигомиктовыми песчано-сланцевыми сериями, с которыми иногда связаны силлы и дайки диабазов, образующие протяженные пояса (Юго-Западный Алтай).

По-видимому, внутренние моря такого типа образовывались в результате раздвигания девонского континента, не доходившего, однако, до формирования океанской коры. Для прогиба Юго-Западного Алтая удалось показать, что это раздвигание происходило по поверхности, примерно отвечающей поверхности Конрада. Прогибы внутренних морей представляют собой тыловые зоны раздвигания надвигающейся континентальной плиты. Логично предположить, что и надвигание континентальной плиты в этом случае также происходило по неглубокой поверхности, т. е. на океаническую структуру был надвинут гранитно-метаморфический слой древнего континента. В этом отношении активная окраина Иртыш-Зайсанской палеоокеанической структуры отличается от окраины Урало-Тяньшаньской, где имеются все элементы субдукции и где, по-видимому, существовала достаточно глубокая зона Беньофа.

Рассмотренная закономерность представляет определенный интерес для выяснения генезиса таких структур, как Черное море или Южно-Каспийская впадина и большая часть Средиземного моря. Напомним, что по краям этих прогибов формируются альпийские покровы, в строении которых широко распространены пластины древнего кристаллиникума («гранитный» слой), сорванные со своего базальтового основания. В тех же случаях, когда во внутренних морях можно предполагать формирование новой океанической коры с соответствующими магматическими комплексами (Тирренское море), по краям образуются зоны Беньофа и вулканические пояса. Иными словами, различие между этими двумя типами структур определяется глубиной зоны срыва.

ЕВРОПЕЙСКИЙ СЕКТОР

К области континентальной коры, сформировавшейся к позднему палеозою, принадлежат складчатые сооружения Средней и Западной Европы, традиционно относимые к герцинидам. В нее входят изолированные допалеозойские и палеозойские массивы, обнажающиеся в виде разобщенных выступов основания из-под мезозойско-кайнозойского платформенного чехла, такие, как Богемский, Центральный и Арморикапский массивы, Судеты, Гарц, Рейнские Сланцевые горы, Шварцвальд, Вогезы и более мелкие массивы Средней Европы. Кроме того, к этой области относится Иберийская Месета на Пиренейском полуострове и п-ов Корнуэлл на юго-западе Великобритании. Сложную мозаику белков европейских герцинид объединяет то, что на всей этой территории комплексы-индикаторы континентальной стадии в виде наземных вулканических накоплений преимущественно известково-щелочного состава и калиевых гранитных батолитов впервые в больших объемах появляются в позднем карбоне и ранней перми.

Строение герцинид Европы изучено очень детально, и геологии этих районов посвящены многочисленные статьи и монографии, из которых отметим только самые основные [Беннисон, Райт, 1972; Руттен, 1972; Хаин, 1977; Regional..., 1966; Schermerhorn, 1970; Nicolas, 1972; Bard et al., 1973; Garson, Plaut, 1973; Geologie..., 1974].

История формирования континентальной коры европейских герцинид пока не поддается однозначной расшифровке, несмотря на детальнейшую изученность многих районов. Основной нерешенный вопрос состоит в том, существовали ли истинные океанические пространства в пределах Средней и Западной Европы на протяжении позднего докембрия и палеозоя или разного рода морские бассейны, подстилаемые океанической либо субокеанической корой, возникали периодически за счет растяжения ранее образовавшихся континентальных участков. Во втором варианте, который представляется более предпочтительным, Средняя и Западная Европа принадлежали, по крайней мере в раннем и среднем палеозое, к переходной области от Восточно-Европейского континента к океанам Палеотетису и Палеоатлантическому (Япетус). Неоднозначность трактовки тектонической истории европейских герцинид обусловлена, с одной стороны, большой разобщенностью выходов складчатого основания, а с другой — тем, что, несмотря на весьма впечатляющий эффект герцинской складчатости, подлинно океанические, офиолитовые, комплексы пользуются в Средней и Западной Европе очень ограниченным распространением. Они известны, главным образом, среди позднедокембрийских толщ в пределах альгонка Чешского массива, бриовера Бретани, в позднем докембрии Иберийской Месеты. Раннепалеозойские офиолиты

присутствуют лишь на крайнем юге Иберийской Месеты (гипербазитовый массив Эвура) и на юге п-ова Корнуэлл в Великобритании (известные гипербазитовые комплексы Лизарда и Старта); кроме того, аллохтонные офиолитовые массы, возможно, раннепалеозойского возраста описываются среди метаморфических толщ запада Иберийской Месеты в Галисийско-Кастильской зоне. На преобладающей площади европейских герцинид палеозойские офиолиты отсутствуют, следовательно, нет признаков существования здесь в палеозое истинных океанических бассейнов. Вместе с тем широко представлены флишеподобные граувакковые и глинисто-сланцевые комплексы, такие, как, например, девон Рейнских Сланцевых гор, Гарца и Моравo-Силезской зоны, которые по своей характеристике полностью отвечают формациям переходной стадии. Они образовались в достаточно глубоководной обстановке; по распространению этих комплексов уверенно реконструируются морские бассейны, сопоставимые с окраинными и внутренними морями.

Континентальная кора в пределах Средней и Западной Европы формировалась в несколько этапов, каждый из которых был отмечен складчатостью, метаморфизмом и внедрением гранодиоритовых батолитов. На Тектонической карте выделено три таких этапа: предкембрийский, ордовикский и позднедевонско-раннекаменноугольный. В позднедокембрийские и палеозойские складчатые сооружения вкраплены фрагменты дорифейской континентальной коры.

Фрагменты древней коры. К фрагментам более древней коры на Тектонической карте отнесены Арморикансκий и Чешский массивы, сложенные глубокометаморфизованными толщами гнейсов, амфиболитов и кристаллических сланцев. Только в отношении Арморикансκого массива имеются надежные определения абсолютного возраста в интервале 1700—2500 млн. лет, указывающие на то, что континентальная кора образовалась здесь в дорифейское время. В Чешском массиве возраст слагающей его молданубской серии метаморфических пород остается неизвестным. Несмотря на многочисленные определения абсолютного возраста, никаких значений, характеризующих древность пород, пока не получено. Имеющиеся определения укладываются в интервал 450—350 млн. лет, свидетельствуя о последних мощных фазах метаморфизма. Докембрийский возраст молданубикума сомнений не вызывает, но до сих пор нет ясности, древнее ли он альгонка (позднего докембрия) Баррандова синклинория или одновозрастен ему, представляя собой его метаморфизованный эквивалент. На Тектонической карте в достаточной мере условно принят вариант, согласно которому молданубикум Чешского массива сопоставляется с ранним докембрием (пентеврием) Арморикансκого массива, и тем самым Чешский массив также рассматривается как фрагмент древней дорифейской континентальной коры.

Кроме Арморикапского и Чешского массивов, могут быть выделены мелкие фрагменты древней коры, подобные гнейсовым комплексам Совьих гор в Судетах, Саксонских гранулитовых гор на левобережье Эльбы, и некоторые другие. Все в целом они могут интерпретироваться как прежние микроконтиненты, отторженные от Восточно-Европейского континента в позднем докембрии. На Арморикапском массиве, начиная с ордовика и до раннего карбона включительно, шло накопление мелководных шельфовых отложений.

Участки формирования гранитно-метаморфического слоя к началу кембрия. К зонам, в которых гранитно-метаморфический слой образовался к началу кембрия, относятся площади распространения альгонка в Чехословакии, Западные Судеты, Южная зона Бретани с развитием бриовера и большая часть территории Иберийской Месеты.

Наиболее достоверные материалы относятся к альгонку Чехословакии. Позднедокембрийские комплексы, описываемые обычно как альгонк, слагают большую часть Баррандова синклинория. Они, как известно, представлены здесь тремя сериями пород: доспилитовой, спилитовой и послеспилитовой. Формационная принадлежность доспилитовой сланцевой серии не вполне ясна. Она, вероятно, может рассматриваться как остатки отложений прежнего континентального подножия. Спилитовая серия состоит из метаморфизованных базальтов, по всей видимости, океанической природы. Подспилитовая и спилитовая серии характеризуют океаническую стадию развития территории. Они накапливались, очевидно, в достаточно обширном океаническом бассейне, находившемся между Восточно-Европейским континентом и Чешским микроконтинентом. Послеспилитовая серия сложена мощной толщей граувакк, появление которых отмечает закрытие океанического бассейна. Она отнесена к комплексам переходной стадии развития. Аналоги послеспилитовой серии широко распространены в Западных Судетах (в Лаузице) в виде так называемых лужицких граувакк. Не исключена возможность, что ниже них могут местами сохраниться подстилающие базальты океанической стадии. Альгонк Чехословакии и Западные Судеты подверглись складчатости в самом конце докембрия. Кембрийские отложения отделены от более древних пород резким угловым несогласием. В их составе в пределах Чешского массива присутствует мощная толща кислых эффузивов, сопровождаемая молассами. К рубежу докембрия и кембрия относится внедрение ряда гранодиоритовых батолитов, таких, как Брно на юго-востоке Чешского массива или Лаузицкий в Западных Судетах. Кислые эффузивы, молассы и гранодиориты отвечают комплексам-показателям формирования гранитно-метаморфического слоя на данной территории Средней Европы.

В Южной Бретани полоса развития бриовера (позднего докембрия), окаймляющая с юга Арморикапский массив, по своему строению во многом похожа на альгонк Чехословакии. Метаморфизованные вулканические и терригенные толщи включают здесь тела гипербазитов. Интенсивные проявления кадомской складчатости на рубеже докембрия и кембрия и внедрение кадомских гранитов определяют время формирования гранитно-метаморфического слоя на этой территории.

В Иберийской Месете гранитно-метаморфический слой к началу кембрия образовался в ее северо-восточной части, включающей Астурийский бассейн, Кантабрийские и Иберийские горы, массив Гесперия. Эта территория на значительной площади перекрыта мезозойско-кайнозойским платформенным чехлом, поэтому геологическое строение складчатого основания остается слабо расшифрованным. Наибольшим распространением пользуются палеозойские — от кембрия до нижнего карбона — карбонатные и обломочные толщи, накапливавшиеся в мелководной шельфовой обстановке. Они были сильно деформированы в ходе герцинской складчатости на протяжении среднего и позднего карбона с образованием серии покровов, опрокинутых на восток и северо-восток, в сторону Астурийского угольного бассейна. Из-под этих толщ местами обнажается позднедокембрийское основание, сложенное складчатыми и метаморфизованными (в зеленосланцевой фации) терригенными отложениями. В массиве Гесперия предполагается присутствие древнего кристаллического основания. Очень характерно появление в верхах докембрийского разреза толщи кислых эффузивов, часто превращенных в порфироиды (формация Олло-де-Саппо и ее аналоги), которая может интерпретироваться как комплекс-показатель становления гранитно-метаморфического слоя. Следовательно, в данной части Иберийской Месеты гранитно-метаморфический слой образовался к началу кембрия. Складчатые движения каменноугольной эпохи подвергли деформации осадочный чехол, залегающий на уже сформированном гранитно-метаморфическом основании, а также само это основание.

Участки формирования гранитно-метаморфического слоя в ордовике — силуре. На территории Средней и Западной Европы данный этап формирования гранитно-метаморфического слоя относится преимущественно к ордовику. К этому времени складчатость, метаморфизм и гранитообразование прошли в Среднегерманском пороге, в изолированных участках Судет, на большей части площади Центрального массива Франции, Вогез и Шварцвальда и Галисийско-Кастильской зоны Иберийской Месеты.

Среднегерманский порог разделяет Рено-Герцинскую и Саксо-Тюрингскую зоны среднеевропейских герцинид. Судя по немногочисленным выходам складчатого основания на поверхности

(таким, как массив Оденвальд) и данным бурения, он сложен сильно метаморфизованными толщами существенно терригенного состава. Их возраст точно не известен, скорее всего, он укладывается в рамки позднего докембрия и самого начала палеозоя. Складчатость и метаморфизм, сопровождавшиеся внедрением гранитоидов, прошли здесь перед поздним ордовиком, хотя выявляется и другая мощная фаза перед ранним карбоном.

В Судетах в ряде мест (Изерские и Исполиновы горы, Гёрлицкие Сланцевые горы) распространены нижнепалеозойские комплексы, представленные преимущественно сланцевыми толщами. Вместе с тем известны вулканические накопления основного состава, ассоциирующие с археоциатовыми известняками. Складчатость и метаморфизм относятся, вероятно, к концу силура. В это же время произошло внедрение ряда гранодиоритовых плутонов, таких, например, как Изерский батолит.

Центральный массив Франции сложен в основном различными гнейсами, метаморфическими сланцами («кристаллофиллиты» французских геологов) и прорывающими их гранитами. Широко распространены гранито-гнейсовые купола. По северо-восточной (в Морване) и юго-восточной (в Севеннах) окраинам массива присутствуют документированные силурийские и девонские отложения. В юго-западной части массива установлены метаморфизованные офиолиты. Определение времени формирования гранитно-метаморфического слоя на этой территории должно, естественно, вытекать из установления возраста метаморфизма и гранитизации. На этот счет существовали совершенно противоречивые мнения, в соответствии с одними из которых метаморфизм и гранитизация отвечают концу докембрия, т. е. связаны с кадомской орогенией, а согласно другим — относятся к герцинскому этапу. Появившиеся в последние годы довольно многочисленные определения абсолютного возраста дали преобладающие значения в интервале 450—350 млн. лет, указывая тем самым, что образование гранитно-метаморфического слоя на этой территории относится, скорее всего, к ордовику — силуру. Аналогичные данные были получены для центральных частей Шварцвальда и Вогез.

В Галисийско-Кастильской зоне Иберийской Месеты, как и в Центральном массиве, преимущественным распространением пользуются различные метаморфические сланцы и гранито-гнейсовые купола, но их изученность здесь гораздо хуже. Отнесение этой области к областям, где гранитно-метаморфический слой сформировался в ордовике — силуре, произведено условно.

Участки формирования гранитно-метаморфического слоя в конце девона — середине карбона. К данному интервалу времени относится завершение формирования гранитно-метаморфического слоя в трех протяженных полосах герцинид Средней и Западной Европы. Северная внешняя полоса охватывает п-ов Корнуэлл в Великобритании, Рено-Герцинскую зону Средней

Европы (включающую Рейнские Сланцевые горы и Гарц) и Мораво-Силезскую зону Восточных Судет. К Центральной полосе относится Саксо-Тюрингская и Эльбтальская зоны. Южная полоса обнимает юго-западный край Иберийской Месеты, включая две зоны: Осса-Морена и Южно-Португальскую. Все эти зоны занимают узкие пространства либо между областями с ранее сформировавшимся гранитно-метаморфическим слоем, либо по краям этих областей.

Северная внешняя полоса располагается вдоль края девонского континента Северо-Западной и Восточной Европы, отделяя в среднем палеозое этот континент от области с несформировавшейся к этому времени континентальной корой Средней и Западной Европы. Для этой полосы наиболее характерно широкое развитие терригенных, часто граувакковых и флишеподобных серий девона и нижнего карбона с резко подчиненным количеством вулканических пород. По своему формационному облику эти серии отвечают комплексам переходной стадии. Во многих местах девонские толщи залегают несогласно на более древнем складчатом основании, в том числе и на крае девонского континента (например, в Арденнах). В разрезе среднего палеозоя Корнуэлла и Рейнских Сланцевых гор хорошо видно при движении с севера на юг, т. е. от края континента в глубь складчатой области, как красноцветные молассы олдреда сменяются мелководными, часто карбонатными осадками и далее глубоководными терригенными толщами континентального подножия (сланцы Киллас Корнуэлла, виссенбахские сланцы Рейнских Сланцевых гор) и местами пелагическими известняками (стегоцефаловые известняки Рено-Герцинской зоны). В разрезе Корнуэлла еще далее к югу появляются океанические комплексы, сложенные подушечными лавами, а также гипербазиты — массивы Лизард и Стюарт. В Рено-Герцинской зоне океанические комплексы отсутствуют. Вулканические образования представлены залежами шальштейнов — щелочных базальтов, появление которых некоторыми исследователями связывается с рифтообразованием, обусловившим создание морского бассейна на месте Рено-Герцинской зоны. Если в западной части рассматриваемой Северной полосы, в Корнуэлле, можно видеть, вероятно, остатки подлинного океанического бассейна, то к востоку, на месте Рено-Герцинской и Мораво-Силезской зон, этот океанический бассейн выклинивался или был, очевидно, новообразованным за счет рифтинга. В строении складчатых структур Северной полосы большое место занимают тектонические покровы, надвинутые на север, в сторону девонского континента. Сопровождающие покровообразование олистостромы, дикий флиш и нижние молассы раннего карбона, особенно полно представленные в Гарце, служат комплексами-показателями становления гранитно-метаморфического слоя.

Центральная полоса, занятая в основном Саксо-Тюрингской

зоной, зажата между участками более раннего формирования гранитно-метаморфического слоя — Среднегерманским порогом на севере и Чешским массивом на юге. Стратиграфический разрез здесь большей частью начинается с верхнего ордовика, залегающего часто несогласно на более древних комплексах смежных зон. Однако в западной части Саксо-Тюрингской зоны, в Фогтландской мульде, разрез наращивается вниз мощной терригенной серией ордовика и кембрия. Возможно, в данном месте бассейн океанической природы испытывал сквозное развитие на протяжении всего раннего и среднего палеозоя. Однако типичные океанические комплексы неизвестны. Выше ордовика повсеместно прослеживается маломощная (до нескольких сотен метров) кремнистая толща силура, свидетельствующая о спокойных глубоководных условиях, существовавших в это время. Кремнистые породы силура очень напоминают чехол океанических осадков. Девонские отложения, залегающие выше силурийской кремнистой толщи, представлены граувакками, которые ассоциируют с достаточно мощными подводными вулканитами основного состава. Разрез венчается нижнекаменноугольными граувакками и флишем. На Тектонической карте весь разрез Саксо-Тюрингской зоны отнесен к комплексам переходной стадии. Однозначной интерпретации природы морского бассейна, существовавшего на месте Саксо-Тюрингской зоны, дать невозможно. Как это ни странно, но сравнительно плохо изучен состав девонских вулканических пород. По имеющимся данным, они не похожи на продукты известково-щелочного андезито-базальтового вулканизма островных дуг, являясь скорее производными щелочно-базальтового вулканизма. В этом случае необходимо предполагать в девоне какую-то дополнительную фазу растяжения, с которой был связан базальтовый вулканизм. Однако эта фаза растяжения быстро, уже в раннем карбоне, сменилась сжатием. То, что многие бассейны рассматриваемой Центральной полосы являются новообразованиями в результате растяжения, может вытекать из примера Пражской мульды, апофизы Саксо-Тюрингской и Эльбтальской зоны, вдающейся в тело Чешского массива. Разрез Пражской мульды начинается с ордовика, в составе которого много базальтов, и заканчивается девоном. Ордовик лежит несогласно на основании Чешского массива, а базальты указывают на растяжение и образование узкого рифтогенного бассейна, заполнявшегося вначале обломочными, а затем — в силуре и девоне — карбонатными осадками.

Южная полоса, относящаяся к юго-западному краю Иберийской Месеты, очень разнородна. В нее на карте включены две сильно отличающиеся друг от друга зоны: Осса-Морена и Южно-Португальская.

Зона Осса-Морена сложена серией отложений от кембрия до среднего, местами низов верхнего девона включительно.

В основании разреза, на уровне кембрия и ордовика, появляются спилитодиабазовые толщи, которые достаточно уверенно можно отнести к комплексам океанической стадии. К этой зоне тяготеет крупный габбро-гипербазитовый массив Эвора, составляющий меланократовое основание. Вышележащий разрез представлен обломочными сериями, включающими вулканические андезито-базальтовые толщи. Они отвечают комплексам переходной стадии. Несогласно на нижнем и среднем палеозое залегают нижнекаменноугольные молассы и субаэральные кислые эффузивы, указывающие на формирование к этому времени гранитно-метаморфического слоя. Зона Осса-Морены имеет северо-западное простирание, на западе срезается побережьем Атлантического океана. По-видимому, она продолжалась и далее на северо-запад. Об этом говорит тот факт, что к северу от зоны Осса-Морена на метаморфическом основании Галисийско-Кастильской зоны залегает крупный офиолитовый аллохтонный покров, перемещенный сюда с запада, со стороны современной Атлантики.

Южно-Португальская зона обнажена лишь незначительно на севере, основная ее часть погребена под мезозоем — кайнозоем Лузитанского бассейна. Ее разрез начинается с верхнего девона, т. е. время формирования этого разреза соответствует времени формирования гранитно-метаморфического слоя зоны Осса-Морена. Верхний девон лежит несогласно на более древнем основании. Главное место принадлежит разрезу всего карбона: нижний карбон представлен спилитами и диабазами, отвечающими по химической характеристике океаническим базальтам, а средний и верхний карбон — флишеподобными граувакковыми толщами. В соответствии с этим на Тектонической карте показано распространение комплексов океанической и переходной стадий развития. Южно-Португальская зона отмечает собой остатки каменноугольного, по существу уже позднепалеозойского океанического бассейна, существовавшего к юго-западу от Пиренейского полуострова. По-видимому, в этой зоне заключены комплексы позднепалеозойской Палео-Атлантики.

Подводя итог краткому рассмотрению истории формирования континентальной коры Средней и Западной Европы, необходимо заметить следующее. Океанические бассейны на этой территории уверенно реконструируются только для позднего докембрия. Уже к началу кембрия на большей части европейских герцинид образовалась гранитно-метаморфическая оболочка. Океанические бассейны в палеозое существовали лишь по южному и западному обрамлению Средней и Западной Европы, т. е. в пределах Палеотетиса и Палеоатлантики. Показателями существования Палеотетиса могут быть океанические комплексы палеозоя гор Караванке и Карнийских Альп (Южные Альпы). Океанические комплексы Южно-Португальской зоны, отчасти зоны Осса-Морена в Иберийской Месете, а также аналогичные

комплексы Корнуэлла являются указанием на существование Палеоатлантики. Средняя и Западная Европа представляла собой в палеозое переходную область между Восточно-Европейским континентом и океанами Палеотетис и Палеоатлантика. Она испытывала неоднократное раздробление с раздвижением гранитно-метаморфических блоков и новообразованием морских бассейнов, подобных современному Средиземному морю. Такими морями можно считать бассейны Рено-Герцинской, Мораво-Силезской и Саксо-Тюрингской зон. Нельзя также исключить того, что какие-то части этих морей являлись остаточными, не подвергавшимися закрытию с позднего докембрия до раннего карбона включительно. Очевидно именно с особенностями Средней и Западной Европы как переходной области связано отсутствие в ней палеозойских офиолитов и преобладающее развитие комплексов переходной стадии. Что касается механизма формирования континентальной коры, то, видимо, главное значение имело сближение, столкновение и спаивание между собой отдельных гранитно-метаморфических блоков и фрагментов древней континентальной коры. Не случайно на площади Средней и Западной Европы так широко проявились процессы гранитизации и высокотемпературного метаморфизма.

Континентальная стадия. Палеозойская континентальная кора сформировалась в результате мощного импульса тектонических движений, проявившихся перед средним карбоном. Тектоническое скучивание и складчатость продолжались и позднее, в течение среднего — позднего карбона, перми, а местами и раннего триаса. Эти движения захватили не только комплексы, выполнявшие ранее океанические и субокеанические структуры, но также и смежные области более древних кор. В результате в конце палеозоя — начале мезозоя сложились складчатые структуры варисцид.

В состав позднепалеозойской континентальной коры вошли комплексы, выполнявшие ранее различные типы структур, остаточные прогибы Азиатского палеоокеана, океана Палеотетис с его Уральской и Иртыш-Зайсанской океаническими ветвями, а также области с субокеанической корой, примыкавшие к этим океаническим структурам и к океану Япетус.

Показателем возникновения новой континентальной коры являются комплексы континентальной стадии (вулкано-плутонические ассоциации, молассы, гранитоиды), широко распространенные в пределах варисцийских складчатых систем. Эти комплексы часто захватывают и смежные более древние области, свидетельствуя о наращивании в них мощности континентальной коры в связи с позднепалеозойским этапом тектонических движений.

Комплексы континентальной стадии во многих случаях ложатся с резким угловым несогласием на деформированные подстилающие образования. Чаще всего это несогласие, сопровож-

даемое резкой сменой формационного типа пород, приходится на середину среднего карбона.

Для позднепалеозойской коры намечается два главных типа комплексов-показателей ее становления. Один из них — классическая субсеквентная вулкано-плутоническая ассоциация, включающая в себя щелочно-земельные и щелочные вулканиты основного, среднего и кислого состава (чаще всего калиевой специализации), комагматичные им граниты и верхние молассы (преимущественно континентальные). Вулкано-плутонические комплексы обычно сменяются молассами вверх по разрезу, хотя последние в виде крупных линз могут присутствовать и среди вулканитов.

Вулкано-плутонические ассоциации и связанные с ними молассы в современной структуре слагают крупные и мелкие впадины, которые в целом укладываются в гигантский субширотный пояс, прослеживающийся через всю Евразию. Крупные впадины известны в Монголии (Орхон-Селенгинская, Среднегобийская и другие), в Казахстане (Северо-Балхашская, Токрауская), под чехлом Туранской и Скифской плит, в Центральной и Западной Европе (Заальский и Саарский бассейны, Внутрисудетская мульда и т. д.). Вулканический пояс и связанные с ним гранитоиды распространяются не только на область Палеотетиса с его позднепалеозойской корой, но широко захватывают примыкающие к нему с севера более древние коры. Еще шире распространены молассы, уходящие на большие расстояния внутрь северного обрамления Палеотетиса.

Евразийский позднепалеозойский вулканический пояс на всем своем протяжении характеризуется отчетливой асимметрией в составе магматических комплексов. В Южной (внутренней) его зоне распространены в основном известково-щелочные породы. В Северной (внешней) зоне магматизм приобретает щелочной характер. Этот пояс подчиняется структуре Палеотетиса и оказывается резко секущим по отношению к его субмеридиональным ветвям (Урал, Иртыш-Зайсанская зона). Как показал А. А. Моссаковский, вулкано-плутонические орогенные ассоциации позднего палеозоя образуют классический краевой вулканический пояс, располагавшийся на активной континентальной окраине вдоль границы Северо-Евразийского праконтинента с находившейся южнее палеоокеанической структурой. Такое положение объясняет и все особенности его внутреннего строения.

Другое строение имеют орогенные комплексы в Уральской и Иртыш-Зайсанской меридиональных ветвях. Показателем становления континентальной коры здесь являются необычайно широко развитые позднепалеозойские граниты нормального ряда, слагающие протяженные пояса (калбинский комплекс Иртыш-Зайсанской зоны, «Главная гранитная ось» Урала и т. д.). Вулканические проявления, синхронные гранитам, как

правило, отсутствуют. Представляется, что эти граниты образовались в результате палингенного плавления пододвинутого древнего кристаллиникума. Такое предположение хорошо увязывается с широким развитием гранито-гнейсовых куполов, в которых на дневную поверхность выводятся блоки древних метаморфид (гранито-гнейсовые купола Южного и Среднего Урала). Интенсивное скучивание и складчатость явились импульсом, обеспечившим ремобилизацию вещества в автохтонном кристаллиникуме.

Интенсивная гранитизация в сочетании с тектоническим сжатием, обусловившими изостатические поднятия, привели к формированию горных систем, их размыву и накоплению огромных масс морских и континентальных моласс. Эти молассы частично накапливались внутри области новообразованной коры, но особенно в ее обрамлении (Предуральский краевой прогиб). Молассообразование началось практически одновременно с гранитообразованием (начало среднего карбона), но продолжалось и позднее — в перми и раннем триасе. Иное, чем в Палеотетисе, выражение орогенной стадии объясняется, с нашей точки зрения, внутриконтинентальным, а не окраинно-континентальным положением меридиональных ветвей позднепалеозойской коры.

В результате формирования позднепалеозойской континентальной коры спаялись разнородные континентальные блоки и впервые образовался единый континент Северной Евразии. Южная граница этого континента маркируется Евразиатским краевым вулканическим поясом.

Глава шестая

ОБЛАСТИ С КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРОЙ, СФОРМИРОВАННОЙ К СЕРЕДИНЕ ТРИАСА

▼

Континентальная кора, сформировавшаяся в середине триаса, образует субширотный складчатый пояс, протягивающийся с востока на запад почти через всю Евразию от Западного Приморья и юга Сихотэ-Алиня до южного склона Большого Кавказа. Однако, как это можно видеть на Тектонической карте, в современной структуре Северной Евразии комплексы океанической и переходной стадий развития этой коры сохранились в относительно ненарушенном виде лишь на самом юге Монголии и в Северо-Восточном Китае, где они слагают сравнительно крупный массив триасовой континентальной коры, отделяющий раннепротерозойскую континентальную кору Китайской платформы от позднепалеозойской континентальной коры южной периферии Северо-Евразиатского континента. В остальных районах своего развития — на Памире, в Афганистане, на Кавказе — триасовая континентальная кора в современной структуре представлена небольшими разрозненными массивами, приуроченными к северной периферии Альпийско-Гималайского складчатого пояса, где они были вовлечены в процессы тектонического скучивания в связи с формированием более молодой миоценовой континентальной коры.

Гораздо лучше сохранились в современной структуре Северной Евразии вулкано-плутонические комплексы позднетриасового окраинно-континентального вулканического пояса, который маркировал в период образования триасовой континентальной коры южный, андийского типа край раннемезозойского континента Северной Евразии. Позднетриасовые-раннеюрские вулкано-плутонические комплексы Северной внешней зоны этого краевого пояса, наложившиеся на триасовую кору и на смежные участки позднепалеозойской и даже девонской континентальной коры, широко развиты в пределах Монголии и прилежащих областей Китая, в Северном Афганистане и прослеживаются на запад вплоть до Северного Предкавказья, где они вскрыты в целом ряде мест под мезозойско-кайнозойским чехлом глубоким разведочным бурением.

Формирование триасовой континентальной коры мы связываем с замыканием остаточных океанических бассейнов Палеотетиса — обширного океана геологического прошлого, разделяв-

шего на протяжении всего палеозоя и, вероятно, позднего докембрия массивы древней континентальной коры Гондваны и материков северного ряда.

Наибольших размеров эти остаточные позднепалеозойские-раннетриасовые океанические бассейны (или бассейн) достигали в восточной половине Евразии. Именно здесь, в Южной Монголии и Северо-Восточном Китае, образовались наиболее крупные массивы триасовой континентальной коры, с которыми были сопряжены процессы позднетриасового орогенного вулканизма и плутонизма, проявившиеся особенно интенсивно в Монголии, Китае и Советском Дальнем Востоке. Наиболее полный разрез триасовой континентальной коры, свойственной этому региону, был изучен О. Д. Суетенко, А. С. Перфильевым и Ю. А. Борзаковским на крайнем юге Монголии в хребтах Тото-Шань, Далан-Ула, Ханга-Обо и др. [Суетенко, 1970, 1971; Борзаковский, Суетенко, 1970; Суетенко, Перфильев, 1974]. Опираясь на данные этих исследователей, можно выделить в сопредельных районах Монголии и Китая в составе триасовой континентальной коры комплексы океанической и переходной стадий развития, локализованные в Солонкерской эвгеосинклинальной зоне (на Тектонической карте их не удалось расчленить из-за слабой картографической изученности геологии верхнего палеозоя прилежащих частей Китая), и комплексы континентального склона и подножия, развитые севернее в так называемых Лугингольском и Даланульском прогибах.

В низах видимого разреза каменноугольно-пермских отложений Солонкерской зоны располагается спилито-яшмово-песчаниковая толща (более 700 м), имеющая на основании определений фораминифер в линзах известняков визе-намюрский возраст. Эту толщу с определенной долей условности можно отнести по аналогии с другими районами к верхней части комплекса океанической стадии развития коры, особенно учитывая приуроченность к ней в ряде мест ультрабазитовых тел.

Выше располагаются комплексы пород переходной стадии, которые представлены чрезвычайно изменчивыми в фациальном отношении отложениями среднего и верхнего карбона, перми и кое-где нижнего триаса, суммарная мощность которых достигает 4000—6000 м. Для среднекаменноугольно-нижнепермской части разреза Солонкерской зоны характерно линзовидное переслаивание туфогенных и полимиктовых песчаников, кремнистых алевролитов, яшмовидных пород и яшм, которые по простиранию замещаются мощными зеленокаменными вулканическими сериями андезитового и андезито-базальтового состава. Средне-позднекаменноугольно-раннепермский возраст этих пород надежно установлен по радиоляриям в яшмах и фораминиферам в прослоях известняков [Суетенко, 1971]. Верхнепермская часть разреза также неоднородна по составу пород. В одних местах она представлена кремнисто-терригенными комплек-

сами, в других — существенно вулканогенными (андезитовые и андезито-дацитовые порфириты, альбитофиры, даже липаритовые порфиры, а также пирокластические породы). Все это указывает на существование в период накопления отложений среднего-верхнего карбона и перми в этой области вулканических островных дуг и разделявших их морских впадин. Верхняя часть комплексов переходной стадии представлена локально развитыми флишоидными и нижнемолассовыми песчано-сланцевыми с отдельными горизонтами конгломератов толщами верхней перми — нижнего триаса.

Комплексы пород океанической и переходной стадий развития триасовой континентальной коры смяты в линейные субширотные складки, разорванные разломами и осложненные зонами серпентинитового меланжа и протрузиями серпентинитов, которые встречаются во всех комплексах, включая и позднепермско-раннетриасовые. С севера они повсеместно ограничены крупными тектоническими нарушениями типа надвигов, по которым, по-видимому, происходило пододвигание триасовой коры под континентальный массив Северной Евразии.

Весь складчатый каменноугольно-раннетриасовый комплекс прорван небольшими интрузиями гранитоидов и несогласно перекрыт наземными континентальными молассами и вулканитами позднетриасово-юрского возраста.

Сходное строение имеют комплексы океанической и переходной стадий триасовой континентальной коры на сопредельной территории Китая. Так, в Юго-Восточном Бейшане (т. е. на юго-западном продолжении Солонкерской зоны), по данным В. М. Синицына [1954], развиты мощные верхнепалеозойские вулканогенно-осадочные геосинклинальные серии, в нижнекаменноугольной части разреза которых широко представлены основные лавы, а в средне-верхнекаменноугольной — андезито-базальтовые и андезитовые вулканические комплексы, фациально замещающиеся, как в Солонкерской зоне, морскими песчано-сланцевыми отложениями. Вышележащая морская верхняя пермь в этих районах имеет карбонатно-терригенный состав.

С позднепалеозойскими комплексами переходной стадии как в Южной Монголии, так и в Северном Китае ассоциируют прорывающие их небольшие массивы умеренно кислых гранитоидов (граниты, гранодиориты, плагиограниты), которые прорывают верхнепермские отложения, например, хангаобинский комплекс Солонкерской зоны.

Каменноугольно-пермские комплексы континентального склона и подножия, которые формировались на южном крае континента Северной Евразии в связи с процессами образования триасовой континентальной коры в Палеотетисе, представлены мощными (до 4000 м) морскими песчано-сланцевыми флишоидными сериями, содержащими, особенно в нижней части разреза, значительные конгломерато-песчаниковые молассовые и известня-

ковые рифовые горизонты [Суетенко, 1971]. Они развиты непосредственно к северу от Солонкерской зоны и прослеживаются в виде широкой (10—20 км) полосы к юго-западу и северо-востоку. Характерной особенностью этих терригенных верхнепалеозойских отложений является то, что они резко несогласно залегают на среднепалеозойских и более древних складчатых комплексах окраины позднепалеозойского континента Северной Евразии.

В северном направлении, в сторону внутренних частей континента, верхнепалеозойские образования континентального склона и подножия довольно быстро сменяются континентальными молассами и орогенными вулкано-плутоническими комплексами среднего — позднего карбона и перми, характерными уже для континентальной стадии развития позднепалеозойской континентальной коры.

Комплексы континентальной стадии триасовой коры представлены в Монголии и смежных областях Северного и Северо-Восточного Китая позднетриасовыми и раннеюрскими лейкократовыми биотитовыми калиевыми гранитами, щелочными гранитами и аляскитами, приуроченными к возникшим в раннем мезозое позитивным сводообразным структурам, позднетриасовыми—раннеюрскими континентальными молассами, накапливавшимися в новообразованных впадинах между сводовыми поднятиями, и позднетриасовыми-раннеюрскими (местами и среднеюрскими) вулкано-плутоническими комплексами известково-щелочного и субщелочного типов. Эти образования в рассматриваемый период времени получили исключительно широкое развитие в Монголии и Китае, что послужило в свое время [Нагибина, 1963] основанием для выделения их и структур, в пределах которых они локализовались, в особый тип внегеосинклинальных тектонических структур. Однако ныне в свете новых идей о закономерностях формирования континентальной коры выявляется четкая связь этих образований с завершением процесса становления триасовой континентальной коры, причем не только на востоке Азии, но и на Памире, в Афганистане и даже на Кавказе.

Применительно к территории Монголии все эти позднетриасовые-раннеюрские молассовые, вулканические и плутонические комплексы изучены очень детально, причем в самых разных аспектах (геохронология, вещественный состав, петрология, металлогения и т. д.), благодаря комплексным исследованиям Советско-Монгольской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР.

Прежде всего установлено, что позднетриасовый-раннеюрский магматизм, исключительно широко проявленный на территории Монголии и в сопредельных областях Китая, по форме своего проявления в виде широкого и протяженного субширотного пояса и петрологическим, петрохимическим и металлогеническим особенностям имеет очень большое сходство с магматизмом краевых вулкано-плутонических поясов, развитых по периферии

Тихого океана. Все гранитоиды позднетриасового — раннеюрского возраста, обоснованного многочисленными данными радиогеохронологических определений (180—210 млн. лет), относятся, как показали В. И. Коваленко и М. И. Кузьмин [1971; Тектоника..., 1974] к гранитно-щелочногранитоидной формации (лейкократовые биотитовые граниты, граниты стандартного геохимического типа, граниты литий-фтористого геохимического типа). Ареалы распространения этих гранитоидов сопровождаются зональным распределением олово-вольфрамовой и тантало-ниобиевой рудной минерализации. Один из установленных В. И. Коваленко и М. И. Кузьминым олово-вольфрамовых рудных поясов — Южно-Гобийско-Нукутдабано-Халхингольский — четко прослежен в субширотном и северо-восточном направлениях параллельно окраине континента Северной Евразии, трассируемой южнее по распространению верхнепалеозойских отложений континентального склона и подножия.

То же самое относится и к позднетриасовым-раннеюрским наземным вулканическим сериям, особенно широко развитым в Центральной и Восточной Монголии. Они являются продуктом ареального вулканизма [Кепежинскас, Лучицкий, 1973; Салтыковский, Оролма, 1977] и представлены андезитами, андезитобазальтами, трахиандезитами, трахидацитами, а также субвулканическими телами липаритового и трахилипаритового состава. В петрохимическом отношении вулканические породы относятся к известково-щелочным и щелочным сериям, закономерности распределения которых по площади пока еще не выяснены.

Вулканические серии ассоциируют с позднетриасовыми-раннеюрскими континентальными грубыми молассами, которые свидетельствуют о возникновении в период их образования и одновременно с вулканической деятельностью горного достаточно расчлененного рельефа [Томуртогоо, 1972; Моссаковский, Томуртогоо, 1976].

Все эти признаки однозначно указывают на позднетриасовое время образования нового участка континентальной коры в пределах Внутренней Монголии (на территории МНР и КНР), который с позднего триаса причленился с юга к уже существовавшему с позднего палеозоя континенту Северной Евразии.

Массив триасовой континентальной коры в виде сплошной полосы прослеживается на восток в пределы Северо-Восточного Китая, северной части п-ова Кореи и Западного Приморья.

В хребтах Чжангуанцайлин и Тайпинлин известны мощные многокилометровые разрезы карбона и перми, насыщенные зеленокаменными вулканическими породами основного и среднего состава, которые перемежаются с кремнистыми сланцами и известняками [Ходак, Сунь Шу, 1963]. В формационном отношении эти разрезы хорошо корррелируются с каменноугольно-пермскими отложениями Солонкерской зоны Монголии и могут поэтому рассматриваться в качестве нерасчлененных комплексов океани-

ческой и переходной стадий развития триасовой континентальной коры. Интересно, что в южном направлении существенно вулканогенные разрезы карбона и перми сменяются в Гиринской и Яньбанской зонах существенно терригенными морскими разрезами отложений того же возраста [Ходак, Сунь Шу, 1963; Борзаковский, Суетенко, 1970]. Палеотектоническая обстановка формирования этих терригенных комплексов верхнего палеозоя в связи с недостаточной их изученностью остается неясной. Они могут рассматриваться либо как фрагменты комплексов переходной стадии, свойственных окраинным морям, либо как образования континентального склона и подножия Китайско-Корейского континентального массива, т. е. южной периферии Палеотетиса.

В Западном и Южном Приморье (Хасанская и Краевская зоны) триасовая континентальная кора в современной структуре представлена в основном комплексами пород переходной стадии.

На крайнем юго-западе Приморья, в Хасанской зоне, это преимущественно мощные (до 3—5 км) вулканогенно-осадочные серии островодужного типа. Взаимоотношения их с развитыми здесь же среднепалеозойскими карбонатно-вулканогенными метаморфизованными породами неясны [Геология СССР, 1969]. Нижнепермская часть их разреза образована зеленокаменными диабазовыми и плагиоклазовыми порфиритами, лавобрекчиями и туфами основного и среднего состава, выше сменяющимися глинистыми и углисто-глинистыми сланцами с прослоями туфов, туффитов и кварц-полевошпатовых песчаников. Верхнепермские образования, согласно залегающие на нижнепермских, отличаются сложным фациально неоднородным строением. Туфогенно-эффузивные толщи андезито-липаритового состава здесь перемежаются и фациально замещаются рифогенно-известняковыми и туфогенно-осадочными пачками. Весь комплекс пермских отложений в Юго-Западном Приморье интенсивно дислоцирован, участками сильно метаморфизован и прорван крупными батолитообразными массивами триасовых гранитоидов диорит-гранодиоритового (плагиогранит-гранитного) состава. Триасовый возраст этих интрузий обосновывается тем, что они прорывают все породы верхней перми и, в свою очередь, трансгрессивно перекрываются грубыми молассами верхнего триаса.

Севернее, в Краевской зоне, для всего разреза пермских отложений характерен терригенный состав пород — нижняя и низы верхней перми представлены толщей углисто-глинистых сланцев, алевролитов и песчаников с прослоями известняков, к которым в верхнепермской части разреза прибавляются туфы и туффиты. Как и в Хасанской зоне, эта пермская серия прорвана крупными массивами аналогичных триасовых гранитоидов.

Таким образом, намечается определенное сходство в расположении позднепалеозойских комплексов: островодужных вулканических — на юге и терригенных, видимо, комплексов конти-

нентального склона и подножия — на севере, между Западным Приморьем и Южной Монголией. Это может указывать и на аналогичную палеотектоническую обстановку формирования этих комплексов вблизи южной окраины позднепалеозойского континента Северной Евразии. Об этом же свидетельствуют и проявления, хотя и не очень значительные, позднетриасового и раннеюрского вулканизма, признаки которого отмечаются (Геология СССР, 1969) севернее, в зоне так называемого Южно-Сихотэ-Алинского тектонического шва. Эти существенно андезитовые наземные вулканические проявления могут рассматриваться как следы вырождения в восточном направлении позднетриасового окраинного вулкано-плутонического пояса, столь ярко проявленного в Монголии.

Вторая область распространения триасовой континентальной коры в Северной Евразии охватывает Северный и Центральный Памир и Северный Афганистан. Многократное проявление процессов тектонического скучивания и шарьирования горных масс, происходивших в этом регионе в позднем палеозое, мезозое и кайнозое, привело к тому, что здесь, особенно на Памире, различные комплексы пород триасовой континентальной коры ныне, как правило, залегают аллохтонно, слагая отдельные тектонически перемещенные фрагменты, к тому же изученные с разной степенью детальности.

Лучше других в настоящее время изучен фрагмент триасовой континентальной коры на Северном Памире, в так называемой Қалайхумб-Сауксайской зоне [Руженцев и др., 1977; Таиров, 1971; Власов, 1961; Власов, Тарасенко, 1970; и др.]. Согласно исследованиям С. В. Руженцева, здесь четко выделяются комплексы пород океанической и переходной стадий развития континентальной коры, находящиеся в очень сложных вторичных тектонических соотношениях.

Комплекс пород океанической стадии представлен мощной толщей (нижняя часть калайхумбской свиты) черных подушечных афировых базальтовых лав, прослоенных глинистыми, глинисто-кремнистыми и известковисто-глинистыми сланцами и алевролитами раннекаменноугольного возраста (турнейский и визейский ярусы, на юго-востоке и намюр), которые по своим петрохимическим свойствам и геохимическим и петрографическим признакам близки к современным абиссальным океаническим толеитам. Как отмечает С. В. Руженцев, это — типичная офиолитовая ассоциация, включающая и подстилающий вулканиты серпентинитовой меланж.

Описанные породы офиолитовой ассоциации постепенно сменяются фиолетовыми высокоглиноземистыми и низкотитанистыми шаровыми миндалекаменными толеитовыми лавами и лавобрекчиями с аммоноидеями намюра. С этих пород начинается разрез островодужного комплекса пород переходной стадии.

Вышележащая средненамюрская часть комплекса пород пе-

реходной стадии построена очень сложно вследствие резко проявленной фациальной изменчивости, которая была обусловлена началом неравномерного процесса тектонического скучивания и шарьирования в связи с формированием островной дуги. В одних разрезах она представлена фиолетовыми высокоглиноземистыми толеитами, аналогичными толеитам нижней части комплекса, в других — мощной серией андезитовых, андезито-дацитовых порфиритов и липаритов, их лавобрекчий с прослоями туфов, туффитов и вулканомиктовых песчаников и аргиллитов (разрезы по р. Пяндж ниже Калайхумба), которые вверх по разрезу или по латерали (например, по р. Хырсдары) сменяются типичными олистостромовыми толщами, олистолиты в которых представлены базальтовыми и андезитовыми лавами и известняками турне, визе, намюра, а в верхней части и силура — девона. В ряде мест олистостромовая толща тектонически перекрыта мощными покровами силурийско-девонских известняков, которые становятся органической частью разреза пород переходной стадии в зонах тектонического скучивания (р. Обихумбоу и др.).

С. В. Руженцев с соавторами подчеркивают, что в юго-восточной части Калайхумб-Сауксайской зоны в то же самое намюрское время продолжалось формирование офиолитовой океанической ассоциации.

Весь этот сложно построенный вулканогенно-осадочный комплекс вместе с тектонически надвинутыми на него пластинами силурийско-девонских известняков трансгрессивно перекрыт карбонатными и карбонатно-терригенными отложениями среднего-верхнего карбона и перми, которые, таким образом, образуют верхнюю часть комплекса пород переходной стадии развития триасовой континентальной коры.

Описанные раннекаменноугольные вулканогенно-осадочные комплексы пород океанической и переходной и позднепалеозойские терригенно-карбонатные комплексы переходной стадий развития триасовой коры прослеживаются в бассейне р. Ванч (здесь отмечено их прорывание габбро-плагиогранитными интрузиями), а оттуда—на юго-запад, в Афганский Бадахшан.

Другой важный фрагмент триасовой континентальной коры на Северном Памире известен под названием Каракульской зоны, которая отличается от Калайхумб-Сауксайской тем, что вулканогенно-осадочные комплексы океанической и переходной стадий развития коры имеют здесь пермский возраст [Таиров, 1971; Расчленение..., 1976; и др.). Силурийские и девонские породы залегают в этой зоне в виде тектонических клиньев, а стратиграфическое положение и возраст каменноугольных и пермских образований не всегда ясен и вызывает споры. Здесь выделяются два типа разрезов пермских отложений, один из которых образован, главным образом, основными и средними вулканическими породами, в том числе спилитами и диабазами (джингажирский тип), а другой имеет существенно терригенно-карбонатный

состав (зулумартский и карачимский типы). В бассейне р. Ванч они прорываются интрузиями габбро-плагиогранитного состава.

Пермские вулканогенные образования эвгеосинклинального типа известны и на Центральном Памире, в бассейне р. Мургаб, и в Рушано-Пшартской зоне, где описана нижне-верхнепермская толща глинистых и кремнистых сланцев с тонкими прослоями известняков с фузулинами и аммоноидеями и значительным обогащением основными эффузивами отдельных интервалов разреза [Пашков, Швольман, 1979], которая тесно связана с вышележащими триасовыми комплексами эвгеосинклинального типа.

Важно подчеркнуть, что отмеченные выше комплексы пород океанической и переходной стадии развития триасовой континентальной коры в современной структуре слагают отдельные тектонические чешуи, выжатые по надвигам и шарьяжам на аллохтонные массивы древней коры, которыми была раздавлена в мезозое и кайнозое палеоокеаническая структура, существовавшая здесь в позднем палеозое и, возможно, в самом начале мезозоя.

Более широко развиты на Памире терригенные и терригенно-карбонатные комплексы, которые, вероятно, следует рассматривать в качестве краевых батиклинальных образований остаточного позднепалеозойского океанического бассейна Палеотетиса.

Такова, по-видимому, природа мощных каменноугольно-пермских сланцевых и песчано-сланцевых разрезов Дарваз-Сарыкольской зоны. Типичная для этой зоны сарыкольская серия отличается большим однообразием, сложена исключительно песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами. Она образует полосу до 40 км ширины, в пределах которой моноклинально (или изоклинально?) залегающие слои, бедные окаменелостями и лишенные маркирующих горизонтов, с трудом расчленяются на свиты. Ее мощность оценивается в 6—10 км, а возраст — от позднего ордовика до ранней перми включительно.

Юго-западным продолжением Дарваз-Сарыкольской зоны является зона Хаджичек в Среднем Афганистане [Славин, 1970; Пыжьянов, Сонин, 1977], в которой развита аспидная формация до 2500 м мощности, обнимающая по возрасту интервал от раннего карбона до перми.

Время становления континентальной коры в пределах Северного и Центрального Памира и смежных районов Афганистана можно определить по времени скучивания и складчатости позднепалеозойских комплексов океанической и переходной стадий развития коры, а также терригенных серий континентального склона и подножия и времени их зеленосланцевого метаморфизма, которые произошли где-то в середине триаса. Типичными комплексами-показателями становления триасовой континентальной коры в этом регионе могут служить крупные батолиты умеренно кислых калиевых гранитов, широко развитые в пределах Северного и Центрального Памира, которые прорывают

верхнепермские комплексы и радиологический возраст которых составляет 190—230 млн. лет. Примером таких гранитоидных комплексов является каракульский.

Однако, как и в Монголии, комплексы континентальной стадии развития триасовой коры наибольшее развитие получили здесь в пределах позднетриасового-раннеюрского краевого вулканоплутонического пояса. Реликты этого пояса, возникшего на южном крае праконтинента Северной Евразии в связи с процессом становления триасовой континентальной коры, сопровождавшимся возникновением пологих срывов и поддвигов под континент, хорошо сохранились в Северном Афганистане и отчасти на Северном Памире.

К вулкано-плутоническим комплексам этого краевого пояса относятся мощные вулканогенно-молассовые, частично флишоидно-молассовые серии позднего триаса — ранней юры, заполняющие многочисленные наложенные орогенные структуры в Северном Афганистане, и пространственно тесно связанные с ними многочисленные массивы калиевых гранитоидов того же возраста. Наиболее крупными структурами, заполненными позднетриасовыми — раннеюрскими орогенными континентальными комплексами, являются Банди-Туркестанский, Паропамизский и Гиндукушский орогенные прогибы. Они заполнены мощными (до 7000 м) сериями липаритов, фельзитов, дацитов, андезитов, андезито-базальтов, плагиопорфиров, трахитов, трахиандезитов, различных пирокластических пород среднего и кислого состава существенно калий-натрового петрохимического типа, которые перемежаются, подстилаются или перекрываются континентальными или морскими молассовыми, угленосными толщами нередко флишоидного строения [Колчанов, 1969; Колчанов и др., 1970; Кулаков и др., 1969; и др.].

Из Северного и Центрального Афганистана узкая полоса триасовой континентальной коры, представленной здесь лишь пермско-триасовыми терригенными комплексами переходной стадии развития, прослеживается в широтном направлении, по данным геофизических исследований [Амурский и др., 1968; Лыков и др., 1975], под чехлом более молодых отложений к югу от зоны Южно-Балханских разломов в Копетдаге. На поверхности эта полоса триасовой коры вскрывается только в Северо-Восточном Иране к востоку от Мешхеда, где несогласно залегающий лейас перекрывает смятые в складки песчано-глинистые толщи перми и триаса.

Наконец, в Сванетии, на южном склоне Большого Кавказа, уже давно, после исследований М. Л. Сомина и А. А. Белова [1967] известна мощная десская серия, характеризующаяся непрерывным разрезом однообразных терригенных отложений, охватывающих интервал времени от среднего девона до триаса. Она сложена филлитовидными сланцами, филлитами с прослоями граувакково-аркозовых и кварцитовидных песчаников.

Это указывает на непрерывную на протяжении среднего — позднего палеозоя седиментацию, прервавшуюся только в конце триаса в связи с мощными тектоническими дислокациями. Мощные терригенные, часто флишоидно построенные толщи десской серии, как подчеркивает А. А. Белов, очень напоминают разрез батиклинальных турбидитных отложений континентальных склонов на периферии современных океанов. В данном случае эти отложения, по-видимому, формировались на северном крае Палеотетиса.

Как вытекает из всего изложенного выше, для триасовой континентальной коры Северной Евразии характерны следующие особенности: 1) отсутствие разновозрастных гранитно-метаморфических слоев: континентальная кора и составляющий ее гранитно-метаморфический слой сформировались практически одноактно, в середине триаса, что характерно для аллохтонного способа образования континентальной коры; 2) фрагментарность и линейность в размещении комплексов пород океанической и переходной стадий развития коры, залегающих часто аллохтонно среди или на фрагментах древней континентальной коры — особенность, также типичная для аллохтонного способа формирования коры; 3) относительно мощное (в сравнении с площадью сохранившихся фрагментов комплексов пород океанической и переходной стадий) развитие краевого вулкано-плутонического пояса, что свойственно автохтонному способу формирования континентальной коры.

Такое необычное сочетание признаков, свойственных разным механизмам формирования континентальной коры, следует объяснять остаточной природой позднепалеозойского океанического бассейна Палеотетиса, формирование континентальной коры в северной части которого происходило на протяжении палеозоя автохтонным способом и сопровождалось явлениями субдукции на южных активных окраинах праконтинента Северной Евразии. Однако в процессе окончательного закрытия Палеотетиса его поперечник настолько сократился, что в позднем триасе в результате активного пододвигания его коры (океанического и переходного типов) в северном направлении под материк Северной Евразии, унаследованного еще с позднего палеозоя, произошло полное захлопывание (коллизия) Палеотетиса, приведшее к столкновению континентальных масс Северной Евразии, Китайско-Корейской платформы, Тарима, Индостана и Аравийского массива, которые впервые спаялись в единый материк — Евразию. Линейный прерывистый субширотный пояс триасовой континентальной коры, таким образом, трассирует сутуру Палеотетиса, к которой в триасе были приурочены наиболее мощные процессы тектонического скучивания горных масс различного происхождения и возраста — от обрывков выжатых пластин, образованных различными комплексами триасовой коры, до фрагментов дорифейской и рифейской континентальной коры.

Глава седьмая

ОБЛАСТИ С КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРОЙ, СФОРМИРОВАННОЙ В ПОЗДНЕМ МЕЛУ

▼

Континентальная кора, сформировавшаяся в позднем мелу, слагает зону, расположенную на востоке Азиатского континента. От области формирующейся континентальной коры она отделена краевыми вулканическими поясами (Охотско-Чукотский и Сихотэ-Алинский), маркирующими край мезозойского континента. Здесь обособляются три тектонических области палеоокеанической природы, существенно различных по строению и истории развития: Олойско-Алазейская, Монголо-Охотская и область, протягивающаяся в приокеанической полосе и охватывающая Кони-Тайгоносскую зону, Сихотэ-Алинь и зону Внутренней Японии. В этой главе будут рассмотрены и миогеосинклинали мезозоид Северо-Востока СССР, тектоническая история которых, как это давно установлено, непосредственно связана с развитием Тихоокеанского тектонического пояса.

ОЛОЙСКО-АЛАЗЕЙСКАЯ ОБЛАСТЬ И ДРУГИЕ РАЙОНЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА

Описываемая область, большая часть которой ранее выделялась под названием Колымского срединного массива, в последние годы привлекла к себе пристальное внимание многих геологов в связи с тем, что здесь были обнаружены типичные офиолитовые ассоциации и что палеозойские образования, распространенные в Алазейском блоке, оказались формационно нехарактерными для чехлов срединных массивов [Русаков, Виноградов, 1969; Шило, Гельман и др., 1973; Шило, Мерзляков и др., 1973; Тильман и др., 1977; Натапов и др., 1977 и др.]. Типичный офиолитовый комплекс описан на западной окраине хребта Арга-Тас (левобережье р. Колымы) [Натапов и др., 1977]. Здесь в отдельном тектоническом блоке встречены гипербазиты (лерцолиты и пироксениты), которые, по всей вероятности, перекрываются базальтовыми порфиритами и диабазами с многочисленными прослоями и линзами глинисто-кремнистых сланцев, радиоляритов и известняков с фауной нижнего и среднего девона. В других местах образования этого возраста сложены в нижней части спилитами, а в верхней — диабазами и диабазовыми порфиритами.

В бассейне р. Большой Анюй, близ устья р. Алучин, известны

выходы ультраосновных пород и габброидов, выше которых залегают отложения каменноугольного возраста, представленные диабазами, базальтами, спилитами и кератофирами с прослоями туфов, кремнистых и терригенных пород, содержащих линзы известняков с фауной среднего и верхнего карбона. Таким образом, несомненно, что на этой территории местами вскрыты типичные офиолитовые комплексы, свидетельствующие о существовании здесь в палеозое структур с корой океанического типа.

В Омулевских горах (Рассошинская зона) [Мерзляков, 1971; Мерзляков, Лычагин, 1973, 1979] в основании палеозойских, а может быть, и верхнерифейско-палеозойских отложений выделяется конгломератовая толща, состоящая из глыбово-валунных конгломератов с галькой метаморфических пород, кварцитов и габбро. Выше нее залегают ордовикские отложения, представленные глинистыми сланцами, алевролитами, кремнисто-глинистыми породами с прослоями и мощными пачками трахибазальтов, трахиандезитов, трахитов и их туфов. В верхней части известна пестроцветная осадочно-вулканогенная толща верхнего силура. Эти образования очень сходны с комплексами начальных стадий раскрытия океанических структур (рифтогенными). Поэтому можно предполагать, что формирование Алазейско-Олойской палеоокеанической структуры началось в конце рифея — начале палеозоя в результате взламывания и раздвигания дорифейской континентальной коры.

Новообразованный характер Олойско-Алазейской области подтверждается также обилием внутри нее фрагментов древней континентальной коры, о которых речь будет идти ниже. Разрезы среднего палеозоя во многих местах описываемой области представлены вулканогенно-терригенными, граувакковыми, аспидными и флишоидными формациями. Это — девонские лавы и туфы дифференцированных вулканических серий с прослоями кремнистых пород и рифогенными известняками Уш-Уракчанского поднятия, сменяющиеся ближе к Омолонскому массиву липаритами, липарито-дацитами и их туфами. Сходные образования, но содержащие большое количество эффузивов основного состава, известны в пределах Яракваамского поднятия, на возоразделе рек Олоя и Еропола, а также в бассейне Еропола. На Алазейском плато развиты кремнисто-вулканогенные и граувакковые отложения девона (?), среди которых в нижних частях разреза широким развитием пользуются эффузивы основного состава, выше сменяющиеся кератофирами.

Таким образом, достаточно широкое распространение формаций эвгеосинклинального типа позволяет предполагать, что зона растяжения дорифейской континентальной коры была достаточно обширной.

В конце палеозоя в ряде разрезов (Яракваамское и Еропольское поднятия) происходило накопление существенно терригенных или терригенно-туфогенных толщ с многочисленными про-

слоями конгломератов и косослоистых песчаников. Мелководные образования встречаются и в верхнепалеозойских разрезах Алазейского плато. В гальке развитых здесь конгломератов известны габбро, плагиограниты и диориты. В свою очередь, эти образования прорываются небольшими телами габбро-плагиогранитов и гранит-порфиров. Видимо, эти относительно поднятые зоны являлись зародышами позднепалеозойского гранитно-метаморфического слоя в Олойско-Алазейской области. В других же участках ее, представлявших собой структуры типа краевых морей, накапливались грауваккковые, флишевые и флишоидные формации.

Палеотектоническая обстановка в триасе и начале юры была близка к описанной. В зонах относительных поднятий (участки формирования позднепалеозойского гранитно-метаморфического слоя) распространены преимущественно терригенные и терригенно-туфогенные относительно маломощные комплексы пород. Часты горизонты конгломератов и гравелитов, много стратиграфических перерывов и несогласий. Такие разрывы известны на Яракваамском, Алучинском и Алазейском поднятиях.

В других зонах триасово-среднеюрские образования представлены грауваккковыми, флишевыми и флишоидными формациями значительной мощности, содержащими большое количество туфогенного материала основного состава, а также покровы базальтов и андезитов. Несомненно, что эти образования отлагались в бассейнах типа краевых морей. С начала триаса вдоль юго-западного края рассматриваемой области (на месте современного Иньяли-Дебинского синклинория) формировалась структура, сложенная комплексами пород, весьма сходными с отложениями континентального склона и подножия. В течение почти всего триаса, а местами и ранней юры здесь накапливались черные глинистые и глинисто-кремнистые сланцы с прослоями туфов и тефроидов и отдельными пачками радиоляритов. Эти породы, мощность которых местами достигает 4500 м, слагают аспидную формацию [Чехов, 1976]. Выше залегает терригенный флиш, охватывающий нижнюю-среднюю юру. Мощность этих образований варьирует от 2500 до 4000 м. По направлению к северо-востоку происходит увеличение мощности пород и постепенное омоложение верхней возрастной границы флишевой формации. Верхнеюрские, а местами и среднеюрские образования слагают песчано-сланцевую шлировую формацию, мощностью около 2500 м. Разрез заканчивается нижними молассами поздней юры — раннего мела. В составе шлировой формации местами довольно много вулканогенных пород среднего и кислого состава.

В пределах Олойско-Алазейской области в юре и раннем мелу (местами, возможно, и раньше) происходило формирование рифтогенных структур, таких, как Илинь-Тасская и др. Эти структуры, представляющие собой типичные линейно вытянутые грабены, нужно рассматривать как зоны вторичного растяжения. Иног-

да они образовывались и на фрагментах древних континентальных кор.

Характерный формационный ряд таких структур можно видеть здесь на примере Илинь-Тасской зоны. Здесь в основании разреза местами распространены конгломераты и гравелиты. Выше них лежит вулканогенно-кремнистая формация, представленная сложным чередованием базальтов, андезито-базальтов и андезитов с кремнистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, окремненными туфами и туффитами. Подчиненное значение имеют эффузивы кислого состава. Выше залегают аспидная, а затем флишоидная формация. Общая мощность отложений местами достигает 7000—8000 м. Несогласно на этом комплексе пород располагается угленосная паралическая формация, относимая нами к нижней молассе. Разрезы других рифтогенных структур данной группы в целом сходны и отличаются лишь количеством вулканогенных пород.

Нижние молассы и синхронные им вулканогенные образования распространены достаточно широко в пределах Олойско-Алазейской области. Их возраст, как правило, оксфорд-неокомский. Они залегают с перерывом и несогласием на нижележащих комплексах пород. Это прибрежно-морские грубообломочные терригенные формации, представленные конгломератами, гравелитами, крупнозернистыми вулканомиктовыми песчаниками. Вверх по разрезу они часто сменяются континентальными угленосными образованиями. Лишь местами (Айнахкургенская и Умкувеемская впадины) морская моласса накапливалась до самого конца мела.

Синхронно накоплению нижней молассы происходило излияние вулканитов, образовавших дифференцированные комплексы известково-щелочного типа. Эффузивы слагают отдельные поля, вулканические плато, а иногда и небольшие вулканические пояса (Уяндинско-Асачинский, Олойский). По времени эпохе накопления нижних моласс отвечают внедрения массивов габбро-монцонит-сиенитового и диорит-гранодиоритового составов (колымский, олойский, эндикгычский комплексы [Тильман и др., 1977].

Породы в пределах поднятых блоков (участки формирования позднепалеозойского гранитно-метаморфического слоя) смяты в сложные складки и нарушены крутыми разломами типа взбросов. В ряде случаев распространены и более пологие надвиги. В молодых мезозойских впадинах распространены линейные и брахиформные складки.

Как уже говорилось, существенную роль в строении Олойско-Алазейской области играют фрагменты древней (дорифейской) континентальной коры. Они образуют срединные массивы: Омолонский, Приколымский, Тайгоносский и др.

В пределах Омолонского массива преимущественным распространением пользуются двупироксен-амфиболовые и эклоги-

товые сланцы, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации. Местами они неравномерно гранитизированы с образованием плагиогранитогнейсов и эндербитов [Гельман, Терехов, 1968]. Издавна они сопоставлялись с архейскими образованиями Алданского щита, а недавно для этих пород были получены и оценки радиологического возраста —3,4 млрд. лет [Бибикова и др., 1978].

Архейские образования известны и в пределах Тайгоносского массива, где они представлены высокоглиноземистыми кристаллическими сланцами и амфиболитами [Жуланова, 1974]. Слабее метаморфизованные образования, обычно относимые к протерозою, известны на Приколымском поднятии и в отдельных небольших блоках — Орловкинском и Сиверском [Тильман и др., 1977].

В ряде мест (Приколымское поднятие, Омолонский массив, бассейн р. Парень) метаморфические комплексы несогласно перекрываются терригенно-карбонатными комплексами рифея — нижнего палеозоя, по своим формационным особенностям сходными с аналогичными шельфовыми комплексами Сибирской платформы. Необычным компонентом разреза срединных массивов Олойско-Алазейской области является наличие здесь среднепалеозойской вулкано-плутонической ассоциации (кедонская серия). Она представлена липаритами, трахилипаритами, трахитами с подчиненным количеством эффузивов среднего и основного состава. Эффузивы сопровождаются комагматичными им интрузиями аляскитов, граносиенитов и кварцевых монцонитов [Лычагин, 1976]. Видимо, сходные образования известны и в пределах Охотского массива. Палеотектонические условия формирования этой ассоциации не очень ясны. Не исключено, что ее появление знаменует собой основные эпохи латерального смещения фрагментов древней континентальной коры. В поздней юре—раннем мелу, видимо, вторично произошло дробление фрагментов рифтовыми зонами, упоминавшимися выше.

По северному обрамлению Олойско-Алазейской области и вдоль западного ее края прослеживаются комплексы внутренних морей. Особенность этих морей состояла в том, что они образовались на зрелой континентальной коре. В то же время их связь с движениями и процессами в смежной зоне с палеозойской океанической корой проявилась не только в мощном осадконакоплении в палеозое и мезозое, свидетельствовавшем о значительном прогибании, но и в развитии комплексов нижних и верхних моласс и синхронного им магматизма. Все это может говорить о некотором утонении континентальной коры и о повторном ее наращивании.

На Чукотке (Анюйско-Чукотская система) основанием этих прогибов служат допалеозойская континентальная кора и покрывающие ее отложения платформенного чехла. Выходы комплексов фундамента этой зоны известны в пределах Восточно-Чукот-

ского массива, где распространены различные парагнейсы и кристаллические сланцы, метаморфизованные в амфиболитовой фации, а также ассоциирующие с ними ультрабазиты и габброиды. Известны разнообразные гранито-гнейсы и граниты. Многие исследователи [Шульдинер, Недомолвкин, 1976] сопоставляют эти образования с архейскими комплексами Сибирской платформы, хотя радиологические датировки пород, как правило, указывают на рифейский или близкий к нему возраст. Не исключено, что здесь мы имеем более молодую континентальную кору.

Выше этих образований залегают карбонатные, карбонатно-терригенные и терригенные формации раннего и среднего палеозоя, мощность их местами достигает нескольких километров. Эти образования, обнажающиеся сейчас в отдельных поднятиях, видимо, повсеместно слагают чехол, залегающий на метаморфическом фундаменте. По своему формационному облику они являются типичными шельфовыми образованиями.

Формирование внутреннего моря здесь началось в раннем мезозое и продолжалось вплоть до ранней юры. В нем накопились аспидная и флишоидная формации, содержащие отдельные прослои и пачки туфов, а также покровы и силлы диабазов. В оксфорде-готериве в отдельных впадинах происходило формирование сложного комплекса нижних моласс и синхронных им вулканогенных формаций. Известно три поколения гранитоидов: гранодиориты средней-поздней юры, раннемеловые гранитоиды, генетически связанные с вулканитами, и лейкократовые субщелочные граниты позднего мела.

Анюйско-Чукотская система представляет собой сложное сочетание горстовых поднятий и разделяющих их впадин, осложненных системами крутых надвигов, взбросов и сдвигов.

Внутренние моря Верхояно-Колымской системы занимают огромное пространство — от западных отрогов Верхоянского хребта до системы хребтов Черского. В основании этих структур залегает континентальная кора дорифейского возраста. Выходы слагающих ее комплексов пород известны в пределах Охотского массива, а также в небольших блоках в системе хребтов Черского. По особенностям состава и метаморфизма они хорошо сопоставляются с археем Алданского щита. В основании разреза перекрывающего их чехла залегают циклично построенные серии, начинающиеся песчаниками и заканчивающиеся мергелями, доломитами и известняками. Эти образования, относящиеся к рифею, лучше всего изучены в Юдомо-Майском районе.

Выше них залегают преимущественно карбонатные формации местами с эвапоритами и красноцветами. Терригенные породы занимают не больше 25% разреза. В некоторых разрезах известны покровы и силлы пород основного и кислого состава. Возраст этих образований ранне-среднепалеозойский. Они, несомненно, могут рассматриваться как отложение шельфа. Однако поражают необычайные размеры этого шельфа и исключитель-

но большие мощности отложений (свыше 10 км). Среди современных структур с ними, пожалуй, сопоставимы только арктические шельфы Евразии.

Начиная с визейского века и вплоть до средней, а местами и поздней юры, в этих районах накапливались мощные терригенные толщи верхоянского комплекса. Среди них могут быть выделены песчаные, песчано-сланцевые и алевролито-сланцевые формации. В зонах относительных поднятий в составе этих толщ появляются более грубообломочные отложения прослои и пачки пирокластов.

В конце юры — начале мела накапливаются нижние молассы, представленные конгломератами, песчаниками и сланцами.

Морфология складчатых структур сложная. В целом они образуют дугообразные системы, выгнутые к юго-востоку. Выделяются отдельные зоны сложной складчатости и так называемые зоны пологих дислокаций. Чередование таких зон, как полагают, обусловлено разной глубиной залегания дорифейского кристаллического фундамента.

Местами достаточно широко распространены надвиги, как, например, вдоль западного фаса Верхоянского хребта. Сложная система надвигов и взбросов устанавливается также в структурах обрамления Алазейско-Олойской области. Здесь также описан существенный динамометаморфизм рифейских и палеозойских пород чехла [Шарковский, 1975]. Надвигание так же, как и запрокидывание складок, происходит в сторону Сибирской платформы.

Верхояно-Колымская и Анюйско-Чукотская системы разграничены Южно-Анюйским прогибом, который представляет собой узкую линейную зону, ограниченную разломами. К ним приурочены тела ультрабазитов, габброидов и плагиогранитов. Здесь проходит граница между Сибирским и Чукотским континентальными блоками. В нижней части стратифицированного разреза Южно-Анюйского прогиба залегает позднеюрская спилито-кератофировая формация. Выше она сменяется флишевой формацией берриаса-валанжина, в составе которой известны обломки пород офиолитовой ассоциации. Разрез венчается конгломерато-песчано-алевролитовой толщей готерива.

Несомненно, что в поздней юре — раннему мелу здесь существовала зона с корой океанического типа. Поскольку эта зона разделяет два крупных блока разновозрастной континентальной коры, она могла иметь и более древнее заложение.

В конце раннего — начале позднего мела в Олойско-Алазейской области и в системах внутренних морей формировались верхние молассы и синхронные им интрузивные комплексы, отвечавшие началу континентальной стадии развития земной коры Молассы представлены, как правило, континентальными грубообломочными толщами, часто с угольными пластами. Они выпол-

няют отдельные наложенные впадины (Зырянская, Айнахкурген-ская и др.), а также широко развиты в пределах Приверхоянского краевого прогиба.

Синхронно накоплению моласс изливались эффузивы, слагающие отдельные поля и вулканические плато, но наиболее широко распространенные в пределах Охотско-Чукотского вулканического пояса, который маркировал край возникшего позднемезозойского континента. Вулканический пояс образован мощными толщами континентальных известково-щелочных эффузивов и связанных с ними интрузивных массивов. В нем наблюдается отчетливая поперечная зональность. Одновременно происходило формирование массивов и штоков лайкократовых калиевых гранитов, которые развиты не только в пределах собственно Олойско-Алазейской области, но и выходят за ее пределы. Структура рассматриваемой области достаточно сложна. В ее формировании существенную роль играли горизонтальные силы, направленные с северо-востока на юго-запад. Именно с ними связано образование дугообразных складчатых зон, развитие надвигов вдоль западного фаса Верхоянья, сдвигов на юге горного хребта, а также надвигов и взбросов в системе хребтов Черского.

МОНГОЛО-ОХОТСКАЯ ОБЛАСТЬ

Монголо-Охотская область простирается к западу от устья Амура. С севера и юга она ограничена крупными разломами: Тукурингрским и Сагаянским соответственно. В восточном направлении область значительно расширяется. В ряде мест (бассейн р. Галам, хребты Джагды и Тукурингра и др.) в ее пределах обнаружены вулканогенно-терригенные и граувакковые отложения силура и девона, отличающиеся основным составом вулканитов, обилием кремнистых пород, пелитоморфных известняков и граувакковым составом обломочного материала. Ранее некоторые из этих толщ относились к рифею [Турбин и др., 1974].

В конце девона—карбоне наряду с вулканогенно-терригенными, а чаще терригенными, толщами местами формировались типичные олистостромы (бассейн р. Лан), в составе которых известны олистолиты кембрийских известняков. В верхней перми в некоторых разрезах описаны грубообломочные молассоидные образования, которые рассматриваются нами как комплексы-показатели становления здесь позднепалеозойского гранитно-метаморфического слоя. Известны также небольшие массивы плагиогранитов и диоритов.

В мезозое (триас—средняя юра) в пределах этой области в отдельных прогибах (типа краевых морей) накапливались мощнейшие туфо-терригенные, граувакковые и флишевые формации, мощность которых в сторону поднятий заметно уменьшалась, а грубость материала возрастала. Внутри Монголо-Охотской области известны небольшие фрагменты более древних континен-

тальных кор, сложенных метаморфическими комплексами, сходными с аналогичными образованиями Буреинского и Ханкайского массивов (см. главу пятую).

В конце юры — готериве в отдельных впадинах накапливались нижние молассы (часто морские, местами угленосные), которые вверх по разрезу сменялись континентальными вулканитами, как правило, андезитового состава. Эти нижние молассы прорваны интрузиями диорит-гранодиоритового состава.

Верхняя моласса, распространенная лишь в небольших наложенных впадинах, представлена континентальными грубообломочными образованиями. Зато очень широко развиты ее вулканогенные гомологи — липариты, игнимбриты, реже андезиты и андезито-базальты, слагающие Удский, Селит-Канский и Норско-Сенемджинский вулканические пояса. Эти образования вмещают достаточно большие массивы гранитоидов, в том числе их калиевые лейкократовые разности. Они и знаменуют собой начало континентальной стадии развития этой области.

Внутренняя структура Монголо-Охотской области характеризуется наличием узких сжатых чешуйчатых зон, обусловленных развитием крутых надвигов и взбросов, наклоненных на север. Степень сжатости структур увеличивается по мере движения к западу.

Судя по тектоническим соотношениям, значительная часть Монголо-Охотской области пододвинута под зону Становика-Джугджура. Этот процесс мог сопровождаться образованием гранитной магмы, чем, возможно, и объясняется широкое развитие мезозойского магматизма в южной части Алданского щита. Величину надвига оценить сложно. Однако, несомненно, что сейчас видна лишь сравнительно небольшая часть некогда крупной палеоокеанической структуры, отделявшей Сибирский континент от материков южного ряда.

КОНИ-ТАЙГОНОССКАЯ ЗОНА, СИХОТЭ-АЛИНСКАЯ ОБЛАСТЬ, ЗОНА ВНУТРЕННЕЙ ЯПОНИИ

В строении и геологической истории этих ближайших к Тихому океану зон позднемеловой континентальной коры имеется много общих черт, почему они и объединены в данном разделе.

Во многих местах этих зон известны выходы пород меланократового фундамента, которые, как правило, представляют собой зоны серпентинитового меланжа [Мазарович, 1978; Komatsu et al., 1977]. Попытка дать сводный разрез меланократового фундамента была предпринята недавно М. Комацу с соавторами на основании изучения зон меланжей внутренней Японии. Согласно их данным, в основании разреза меланократового фундамента залегают сильно деформированные породы дунит-гарцбургитовой ассоциации с небольшим количеством лерцолитов, содержа-

ние которых варьирует от места к месту. Выше залегают породы полосчатого комплекса, представленные клинопироксенитами и габбро с незначительным количеством верлитов и дунитов. Встречаются небольшие тела и жилы плагиогранитов и кварцевых диоритов. В верхней части известны диабазы, по всей вероятности, представляющие собой комплексы параллельных даек. Достаточно часто габброиды и диабазы сильно метаморфизованы вплоть до превращения в амфиболиты и гранатовые амфиболиты, тела и блоки которых являются непременными членами почти всех зон серпентинитовых меланжей.

Наименее изучены комплексы океанической стадии, приходящиеся на ранний-средний палеозой. В ряде мест, особенно в Сихотэ-Алине, известны вулканогенно-кремнистые отложения силура — девона. Это кремнистые сланцы, описанные А. О. Мазаровичем [1978] на западном склоне Сихотэ-Алинского антиклинория в районе с. Кокшаровка, где они залегают под аллохтонными пластинами, сложенными олистостромами и серпентинитовым меланжем. Сходные отложения известны также на южном окончании антиклинория и на островах Путятин и Дунай.

Возможно, аналогичные комплексы пород были распространены и во Внутренней Японии, но сейчас они обнаруживаются лишь в отдельных глыбах и блоках в зонах серпентинитового меланжа (например, породы групп Тэрано и Оканаро в зоне Куросегава).

Наличие древних океанических структур в описываемых зонах подтверждается и тем, что в ряде районов обнаруживаются комплексы пород среднепалеозойского, а местами и позднепалеозойского возраста, по всей видимости, отвечающие формациям континентального склона и подножия. Речь прежде всего идет о палеозойских отложениях восточного склона Тайгоносского массива (верхнепылгинская толща и крупные ксенолиты нижнекаменноугольных пород в Восточно-Тайгоносском массиве) [Некрасов, 1976]. К такому же типу образований могут принадлежать карбонатные и карбонатно-терригенные отложения зоны Сангун Внутренней Японии [Геологическое..., 1967].

Таким образом, в среднем палеозое континентальный блок Азии к востоку сменялся палеоокеанической структурой, протягивавшейся от Чукотки на севере до южного окончания Японии [1]. С поздней перми — раннего триаса геодинамическая обстановка в этой области существенно изменилась. В это время здесь начали четко вырисовываться отдельные зоны островных дуг (геоантиклинальных поднятий). В пределах некоторых из них (Сихотэ-Алинский антиклинорий) происходило формирование наиболее раннего гранитно-метаморфического слоя.

[1] Из этого не следует, что упомянутые районы находились на том же самом месте, где сейчас. Что касается Японских островов, то они, несомненно, отделились от современной окраины материка в позднем кайнозое (см. главу девятую).

В пределах Кони-Тайгоносской зоны образовалась Кони-Южно-Тайгоносско-Мургальская островная дуга, где накапливались типичные вулканогенные (известково-щелочные) и вулкано-терригенные формации, а также своеобразная формация зеленых туфов. Общая мощность этих образований достигает 3500—4000 м.

Западнее, в пределах отделившегося от палеоокеана краевого моря (Северо-Тайгоносско-Тахтоямский прогиб), накапливались мощнейшие (до 10 км) туфогенно-терригенные толщи цикличного строения, причем цикличность хорошо коррелирует с эпохами вулканизма в зоне смежной островной дуги. Возраст этих образований охватывает диапазон от поздней перми до поздней юры [Некрасов, 1976; Заборовская, 1978].

В пределах Сихотэ-Алиня в конце палеозоя уже отчетливо выступил в качестве поднятой структуры Сихотэ-Алинский антиклинорий. Нижнепермские отложения здесь представлены в основном туфо-терригенными комплексами с отдельными горизонтами кремнистых пород и покровами базальтов и андезитов. Верхнепермские образования залегают с перерывом и несогласием, и в их основании развиты базальные конгломераты, которые вверх по разрезу сменяются толщей туфов, туффитов, песчаников и алевролитов. В ряде районов пермские отложения вмещают трещинные и пластообразные интрузии габбро-диоритов и биотитовых гранитов. Сихотэ-Алинский антиклинорий (островная дуга) разделил структуру на две части — западную (Амуро-Уссурийский синклинорий) и восточную (Тетюхинский синклинорий), история развития которых в мезозое оказалась, как будет показано ниже, различной.

Во Внутренней Японии в ряде мест зоны Сангун (плато Акиёси) вплоть до ранней перми накапливались карбонатные, карбонатно-терригенные и карбонатно-кремнистые формации. Юго-восточнее, в зонах Самбагава и Титибу они сменяются вулканогенно-кремнистыми и граувакковыми формациями. Здесь широким распространением пользуются базальты, оливиновые базальты, фтаниты, черные глинистые сланцы и граувакки (супергруппа Есиногава). Возраст этих отложений пермско-триасовый. В зоне Микабу они залегают непосредственно на меланократовом фундаменте, причем в основании их разреза развиты конгломераты с галькой габбриодов и серпентинитовые песчаники [Iwasaki, 1976].

Палеотектоническая обстановка позднепалеозойского-раннемезозойского времени во Внутренней Японии не очень ясна. Не исключено, что в зонах Титибу и Самбагава существовали структуры краевых морей, образовавшихся на участках вторичных растяжений, вскрывших меланократовый фундамент [Kimura et al., 1975]. При этом зоны Рекё и Куросегава представляли собой островные дуги, разделявшие отдельные краевые моря. В целом геодинамическая обстановка этого времени весьма напоминает

современные западнотихоокеанские переходные зоны от океана к континенту.

В мезозойских краевых морях (отчлененных от океана и новообразованных) накапливались туфо-терригенные, граувакковые, флишевые и флишоидные формации. Местами в связи с тектоническими преобразованиями в одних структурных зонах возникали перерывы и несогласия, в других осадконакопление шло непрерывно.

Относительно Северо-Тайгоносско-Тахтоямского прогиба говорилось выше. Коснемся мезозойской истории Амуро-Уссурийского и Тетюхинского прогибов.

В первом из них верхнетриасово-нижнеюрские образования представлены вулканогенно-кремнистыми породами с отдельными блоками известняков, содержащих палеозойскую фауну (киселевская свита). Вышележащие юрские отложения сложены преимущественно терригенными формациями (песчаники, алевролиты, глинистые сланцы) с отдельными прослоями кремнистых пород и лав основного состава. Терригенные, часто флишоидные образования характерны и для нижнемеловых комплексов. В верхних частях разреза появляются горизонты и пачки конгломератов, а также покровы андезитов и андезито-базальтов.

В Тетюхинском синклинории разрез начинается вулканогенно-кремнистой формацией триаса, которая вверх по разрезу сменяется терригенными и кремнисто-глинистыми формациями юры и мела. Вверх по разрезу начинают заметно преобладать терригенные формации, иногда и типичный флиш [Маркевич, 1978]. В верхней юре — мелу многочисленны прослои конгломератов.

Ранее считалось, что Сихотэ-Алинский антиклинорий сложен преимущественно палеозойскими образованиями. Однако в последние годы здесь все чаще описываются мезозойские олистостромы, содержащие глыбы пород с палеозойской фауной [Елисеева и др., 1976]. Такие образования известны в районе сел Чугуевки и Кокшаровки на правобережье р. Уссури и в бассейне р. Хунгари. Несомненна их принадлежность к мезозойским комплексам, однако точная датировка пока отсутствует из-за редких находок фауны в цементе. В настоящее время представляется возможным датировать эти толщи лишь в широком возрастном диапазоне — от триаса до поздней юры — раннего мела. Триасовые вулканогенно-кремнистые отложения известны на северном периклинальном замыкании Сихотэ-Алинского антиклинория.

Во Внутренней Японии триасовые образования часто залегают согласно на отложениях верхнего палеозоя. Они представлены, главным образом, толщами глинистых сланцев с прослоями песчаников, местами (пояс Тюгоку) известен мощный флиш. Существенно не меняется палеотектоническая обстановка и в юрском периоде, хотя роль флишевых и флишоидных формаций в разрезах увеличивается.

Меловой период (чаще конец раннего мела) имеет существенное значение для истории развития всей рассматриваемой приокеанической полосы. Во многих местах ее произошло замыкание прогибов в результате начавшихся в это время процессов общего сжатия. В разрезах появились формации нижних моласс, сначала морские, а затем континентальные. Этот процесс в разных частях зоны был разновременным. Раньше всего нижние молассы начали формироваться в Кони-Тайгоносской системе, где уже в конце поздней юры — начале раннего мела появились наземные липарито-дацитовая и андезито-базальтовая формации, которые по вертикали и латерали сменялись морской, а затем и континентальной молассой раннего мела. Одновременно с этим происходило внедрение массивов пород габбро-диорит-гранодиоритовой формации. В Сихотэ-Алине, в Амуро-Уссурийской зоне, нижние морские молассы появились в конце раннего мела, а в Тетюхинской зоне — лишь во второй половине сенона. Синхронно с этим происходило становление массивов габбро-диорит-гранодиоритового состава и внедрение комплекса высокоглиноземистых гранитов. В Японии, в поясе Тюгоку, континентальные нижние молассы появились в конце раннего мела, хотя в других местах в это время происходило накопление мощных флишоидных формаций (группа Идзуми). Известны и раннемеловые эффузивы и массивы габбро-диорит-гранодиоритового состава, особенно многочисленные в районе гор Китаками [Kanisawa, 1974].

Континентальная стадия развития во всех описанных районах и окончательное их присоединение к уже существовавшим континентальным массивам произошло в конце раннего — позднем мелу. В альбе-сеномане сформировался Охотско-Чукотский краевой вулканический пояс, маркировавший край вновь возникшего мезозойского континента. Параллельно формированию пояса в ряде наложенных впадин накапливались континентальные верхние молассы. Цепь таких впадин протягивается полосой вдоль западных границ пояса. Одновременно происходило внедрение массивов гранодиоритов, гранитов и граносиенитов.

На юге региона причленение к континентальным структурам произошло в конце позднего мела, когда образовался прибрежный Сихотэ-Алинский вулканический пояс и возникли синхронные вулканитам массивы гранитов, гранит-порфиров и граносиенитов. Одновременно в ряде наложенных впадин накапливались континентальные часто угленосные верхние молассы.

Сходная картина наблюдалась и в Японии, где также сформировались мощные вулканогенные комплексы (риолиты Нохи и др.), а в прогибе Идзуми накапливались континентальные молассы.

Таким образом, в конце мела произошло наращивание континентального блока Азии за счет сформировавшегося вдоль его восточных окраин пояса мезозойской континентальной коры.

Строение пояса характеризуется наличием узких чешуйчато-надвиговых зон (Южно-Тайгоносский, Сихотэ-Алинский антиклинории и др.), а также зон пологих и смятых в складки покровов и шарьяжей (зона Титибу Японии, западный склон Сихотэ-Алинского антиклинория). Образование этих структур происходило в результате надвигания (обдукции) мезозойской палеоокеанической структуры на более древний континентальный блок. Вся дальнейшая история связана уже с процессами, происходившими в смежных областях формирующейся континентальной коры.

История развития и становления меловой континентальной коры показывает, что в северо-западной части Тихоокеанского пояса, по крайней мере уже в среднем палеозое, существовала область с корой океанического типа, в которой шел направленный процесс формирования континентальной коры. Здесь последовательно проявились океаническая, переходная и континентальная стадии.

Одновременно с этим на обширном участке дорифейского континентального блока Северо-Востока в палеозое шли процессы рифтообразования и появлялись новые океанические структуры (Олойско-Алазейская область). Здесь имеется некоторая специфика в тектонической истории: океаническая стадия выражена не столь типичными формациями, причем в основании их залегают комплексы начальных этапов раскрытия океанических структур.

В целом в результате формирования меловой континентальной коры произошло значительное приращение восточных окраин Азиатского континента, а также спаивание древних платформ северного и южного рядов. При этом восточный край позднемезозойского континента маркировался гигантскими вулканическими поясами, возникшими в начале континентальной стадии.

Глава восьмая

ОБЛАСТЬ С КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРОЙ, СФОРМИРОВАННОЙ К КОНЦУ МИОЦЕНА

▼

Зона с континентальной корой, сформировавшейся к концу миоцена, примерно отвечает территории Альпийской складчатой области в ее границах, известных по Тектонической карте Европы и смежных областей масштаба 1 : 2 500 000 [1962] и Тектонической карте Евразии масштаба 1 : 5 000 000 [1966]. Формирование континентальной коры этой зоны связано, главным образом, с крупными горизонтальными перемещениями огромных плит, сложенных корой континентального типа, образовавшейся в домезозойское время. Альпийская складчатая область, таким образом, является одним из лучших примеров аллохтонного способа формирования континентальной земной коры.

Вплоть до настоящего времени территория Средиземноморского пояса изучена крайне неравномерно. Хорошо знакома нам его европейская и малоазиатская части. Меньше данных по строению юго-восточной части Турции и Ирана. Еще хуже исследованы территории, располагающиеся к востоку от Ирана. Естественно, что в своих выводах мы будем опираться на строение хорошо изученных территорий. Весь первичный геологический материал, а также синтез его, лежащий в основе наших построений, читатель может найти в работах, перечисленных ниже. Западное Средиземноморье [Duran-Delga, 1967, 1969; Чехович, Зоненшайн, 1976]; Италия [Sedimentary Geology, 1970]; Альпы [Десмон, 1977; Дитрих, 1977]; Карпаты [Хаин и др., 1977; Беэр, 1977; Беэр, Бызова, 1978]; Динариды и Эллиниды [Bulletin..., 1970, 1977]; Турция, Кипр и Сирия [Graciansky, 1972; Juteua, 1970; Brunn et al., 1970; Lapierre, 1975; Rocci, Lapierre, 1969; Moores, Vine, 1971; Parrot, 1977]; Иран [Штёклин, 1966; Ricou, 1968, 1971]; Оман [Glennie et al., 1973]; Афганистан и Гималаи [Геология..., 1973; Швольман, 1977, 1979; Чмырев и др., 1977; Gansser, 1977].

Кроме того, истории развития Альпийской складчатой области в целом посвящены работы М. В. Муратова [1969], В. Е. Хаина [1968, 1969], А. В. Пейве [1969], А. Л. Книппера [1975].

Рифтогенная стадия (средний — поздний триас). Образовавшийся к концу палеозоя — началу триаса огромный Евроафриканский континент начал дробиться в среднем или позднем триасе. Отложения, свидетельствующие об этом процессе, пользу-

ются ограниченным распространением внутри современной структуры Альпийской складчатой области. Это — образования так называемой порфирит-роговиковой формации Внешних Динарид Югославии [Pamić, 1974], которые заполняют отдельные грабены внутри позднепалеозойской континентальной коры. Этот же процесс охватил и Восточные Альпы, где в ладинско-карнийское время вдоль южной окраины формировавшегося рифта происходило излияние щелочных базальтов и внедрение интрузий (предаццииты и монцониты Предаццо) [Дитрих, 1977, 61—63]. Кроме того, к образованиям этой стадии относятся своеобразные вулканогенно-осадочные серии верхнего триаса в тектонических покровах Маммония на юге Кипра [Lapierre, 1975] и в Баэр-Бассите на севере Сирии [Parrot, 1977]. Эти толщи состоят из переслаивания кварцевых и аркозовых песчаников, содержащих остатки растений, с известняками литографского типа и радиоляритами. В тяжелой фракции песчаников на юге о-ва Кипр обнаружены зерна хромита [Henson et al., 1949], что говорит о размыве пород меланократового фундамента. Внутри этого своеобразного осадочного разреза находятся покровы слабощелочных толеитов в Сирии и щелочных базальтов на о-ве Кипр. Не исключено, что верхнетриасовые щелочные базальты покровов Анталья Турции [Juteau, 1970] и массива Отрис Греции [Hynes et al., 1972] были сформированы в эту же стадию.

Отложения, отнесенные нами к рифтовой стадии, занимают небольшие площади в пределах Альпийской складчатой области. Поэтому на карте они показаны лишь в одном месте — на юге Кипра, где в составе пакета покровных пластин Маммония их выходы относительно протяженны.

Океаническая стадия (юра — ранний мел). В настоящее время комплекс пород океанической стадии, представленный преимущественно образованиями офиолитовой ассоциации, находится в тектонических взаимоотношениях с геологическими формациями, некогда окружавшими океанический бассейн Тетис. Они формируют или гигантскую по протяженности цепь краевых офолитовых аллохтонов, протягивающихся примерно на 8 тыс. км от Италии на западе до Индии на востоке, или же слагают узкие «шовные» зоны, обрамленные крутопадающими разломами, как это имеет место в Вардарской зоне Внутренних Динарид, в Северной Анатолии Турции, в Хашрудской зоне и Тарнакском «шве» Афганистана, в Сулейман-Киртхарских горах Пакистана и в зоне Индус Гималаев.

Расшифровка внутреннего строения этих офиолитовых масс, а также палинспастические реконструкции, основанные на развертывании пакетов тектонических покровов, сопровождающих офиолитовые аллохтоны, позволяют с достаточной степенью уверенности восстановить палеогеографию океанического бассейна Тетиса в интервале времени от ранней юры до раннего мела включительно.

Продолжавшееся в ранней юре раздвигание Африкано-Аравийского и Евразиатского континентов привело к образованию в средней юре широкого океанического бассейна. Секущее положение «трещины» по отношению к тектонической зональности палеозойской континентальной коры в советской литературе подчеркивалось А. А. Беловым [1980] и А. Л. Книппером [1975].

Имеющийся геологический материал позволяет думать, что в середине юрского периода океан Тетис по простиранию как бы распадался на три неравные части, обладавшие своими особенностями строения и геологической истории. Как мы увидим ниже, эти особенности четко проявились и в переходной стадии развития Альпийской складчатой области. На западе океана Тетис выделялся Лигурийско-Телльский бассейн, соединявшийся через Пеннинско-Карпатский бассейн с основной наиболее широкой частью Тетиса, которую в дальнейшем мы будем называть Динаро-Гималайским бассейном.

В лигурийско-телльской части Тетиса в средней и поздней юре обособился прогиб с типично океанической корой (Лигурийский бассейн), остатки которого в настоящее время слагают верхнюю аллохтонную единицу Апеннин. В этом бассейне периоду возникновения океанического чехла предшествовали тектонические деформации и метаморфизм, охватившие не только лерцолиты, но и породы полосчатого комплекса и дайковую серию. К началу формирования океанического чехла дно Лигурийского бассейна обладало сложным рельефом и было покрыто офикальцитами — своеобразными тектоническими брекчиями, происхождение которых, возможно, связано с дифференциальным скольжением оболочек литосферы [Книппер, 1978]. Океанический чехол, представленный толеитовыми базальтами, радиоляритами и микритовыми известняками титона — берриаса, располагается резко несогласно на различных частях разреза меланократового фундамента, причем различные серии океанического чехла, взаимно перекрывая друг друга, приходят в непосредственный контакт с ультраосновными и основными породами этого основания. Характерной частью разреза океанического чехла являются и своеобразные осадочные брекчии, состоящие преимущественно из обломков пород меланократового фундамента. Эти олистостромовые образования прослаивают как вулканогенные, так и осадочные серии океанического чехла.

В северной или северо-западной части Лигурийского бассейна прямо на меланократовом фундаменте происходило накопление своеобразных кремнисто-карбонатных серий, которые известны в литературе под названием «блестящих» сланцев. В настоящее время эти породы совместно с образованиями меланократового фундамента шарьированы на палеозойский цоколь о-ва Корсика.

На западе, в телльской части бассейна, где в юрском периоде также, возможно, вскрывался меланократовый фундамент

[Чехович, Зоненшайн, 1976], в средней и поздней юре происходило накопление глубоководных кремнисто-мергелистых толщ.

Лигурийско-Телльский бассейн почти со всех сторон окружался континентальной корой. На севере и северо-западе это палеозойская кора Пиренейского полуострова, Сардино-Болеарского блока и пелоританский «цоколь» Сицилии, а на юго-востоке — палеозойская кора телльского автохтона и возникшая к концу венда континентальная кора Африканской плиты (восточный Тунис и Апулийский кратон Италии). Не исключено, что на западе Лигурийско-Телльский бассейн соединялся с Южной Атлантикой.

На востоке или северо-востоке Лигурийской бассейн сменялся Пеннинским бассейном Альп, разрез образований океанической стадии которого, по крайней мере до окна Тауэрна, идентичен таковому Лигурейского бассейна. Толеиты, радиоляриты и кальпионелловые известняки здесь замещаются вкрест простирания на север и перекрываются «блестящими» сланцами.

Карпатская часть Пеннинско-Карпатского бассейна в средней — поздней юре характеризовалась достаточно сложными палеогеографическими условиями. Здесь, очевидно, существовала система относительно глубоководных бассейнов с корой океанического или субокеанического типов, разделенных фрагментами континентальной коры (микроконтиненты). В наиболее протяженном из этих бассейнов — Пьеннинском, соединявшем Пеннинскую и Динарскую части океана Тетис, происходило накопление глубоководных кремнисто-карбонатных толщ, которые в сторону микроконтинентов замещались «блестящими» сланцами (например, зона Мечек Венгрии).

В то же время в южной части Пьеннинского бассейна, в области его соединения с динаро-гималайской частью Тетиса, накапливался комплекс, типичный для офиолитовой ассоциации (горы Апусени, Румыния).

Динаро-Гималайский бассейн составлял основную часть Тетиса. Его реликты, представленные породами офиолитовой ассоциации, прослеживаются в аллохтонах Динарид, Турции, Загроса, Афганистана, Пакистана и Гималаев. Края этого океана, как мы увидим ниже, устанавливаются с достаточной степенью достоверности. Что же касается восточного продолжения океанической структуры Тетиса в область, занятую в настоящее время макранским флишем, Индийской платформой и Индийским океаном, то разрешение этого вопроса в значительной мере зависит от признания или непризнания океанического пространства, находившегося в конце палеозоя к востоку от материка Гондваны. Мы не исключаем того, что значительная часть современного Индийского океана располагается на месте домезозойской океанической впадины. В пользу такого предположения, возможно, свидетельствует присутствие пермских отложений в фациях континентального склона в Сулейман-Киртхарских го-

рах и в Тетис-Гималаях. Именно здесь в среднем и позднем триасе и началось открытие Тетиса, постепенно захватывавшее все более и более западные районы [Книппер, 1975]. Не исключено, что в северной части этого океана располагался крупный (Центрально-Афганский) микроконтинент, вдоль северного края которого протягивалась ветвь Тетиса.

О составе океанического чехла динаро-гималайской части Тетиса можно судить по породам кровли крупных офиолитовых аллохтонов (Пинд, Вуринос, Анталья, Троодос, Хатай, Баэр-Бассит, Оман), по составу включений в серпентинитовом меланже и в олистостромовых толщах. В целом в юре на этой огромной территории формировались толеитовые серии, иногда со слабой щелочной тенденцией, которые переслаивались, а местами и перекрывались осадочными породами — радиоляритами и микритовыми известняками, содержащими иногда фауну всех отделов юрской системы [Bortolotti, Sagri, 1968]. В составе меланократового фундамента этой территории наблюдаются существенные различия, главное из которых заключается в наличии мощного комплекса параллельных даек в восточной части Динаро-Гималайского бассейна (Троодос, Хатай, Сирия, Оман) и отсутствии его в западной части. Интересно, что в Хатае комплекс параллельных даек под углом в 60° пересекает магматическую слоистость габбро-норитов и пород полосчатого комплекса, что может говорить о тектонических деформациях, предшествовавших внедрению даек.

В поздней юре — раннем мелу эпоха растяжения, приведшая к формированию океана, сменилась эпохой сжатия, вызвавшего деформацию меланократового фундамента и его океанического чехла. Трудно сказать, охватила ли складчатость весь океанический бассейн или локализовалась только в его северной части. В Пьемонтской зоне и Динаридах складчатые движения четко проявились в поздней юре, в Северной Анатолии и Малом Кавказе — в конце неокома, на Кипре, и в Северной Сирии — в конце раннего мела. В целом же это был единый этап тектонических движений, более раннее их проявление на западе, чем на востоке, возможно, было связано с разной шириной океанической впадины Тетиса. В более узких его частях складчатость, вызванная тангенциальными сжатиями, проявилась раньше и заметнее, в более широких — позже и слабее. Позднеюрский-раннемеловой этап деформаций существенно изменил палеогеографическую обстановку в Альпийской складчатой области, привел к смене океанического этапа развития переходным этапом.

Формирование океанического бассейна Тетиса нашло отражение в краевых частях окружавших его континентальных плит. Наиболее четко процесс образования океана восстанавливается по отложениям северной окраины Африканского континента. Здесь с позднего триаса на огромных расстояниях — от Марокко на западе до Ирана на востоке — формировался гигант-

ский по протяженности (около 8 тыс. км) континентальный шельф, в котором мощные мелководные комплексы осадков (преимущественно доломиты и известняки) в северном направлении сменялись все более и более глубоководными фациями — сначала пелитоморфными известняками с прослоями кремней, а затем и карбонатными турбидитами и мергелями с прослоями микритовых известняков и кремней (конденсированные фации юга Турции). Внутри шельфовых фаций иногда возникали гряды барьерных рифов (хребты, по терминологии французских геологов), протягивавшиеся на 1000—1500 км (например, зона Гаврово Динарид и Эллинид). В межрифовых депрессиях (желобах) в то же время происходило накопление маломощных кремнистых толщ (радиоляриты и яшмы Пиндской зоны Динарид и покровов Пичакун Загроса).

Все перечисленные выше отложения в северном направлении сменялись еще более глубоководными осадками, которые могут быть отнесены к формациям континентального склона. Это юрские и нижнемеловые пелитовые толщи Кипра и Сирии, Флиш Ламайруру, сланцы Спити и песчаники Гюмал Тетис-Гималаев.

В целом все эти разрезы имеют поразительное сходство с разрезами океанических окраин атлантического типа, т. е. с пассивными окраинами, по терминологии сторонников новой глобальной тектоники.

Северный борт океанического бассейна Тетиса, отвечавший южной части Евразиатского материка имел значительно более сложное строение. Здесь местами также выделялись пассивные континентальные окраины (например, Юрские горы, территория Ирана), однако значительные по площади участки со средней юры вступили в переходную стадию развития.

Переходная стадия (средняя юра — миоцен). Становление континентальной коры Альпийской складчатой области происходило в два этапа. Каждый из них завершился формированием гранитно-метаморфического слоя, первый из которых возник к позднему мелу — раннему палеогену, а второй — к позднему миоцену. Образование первого из этих слоев происходило как автохтонным, так и аллохтонным путем, а второго — исключительно в результате горизонтального сближения крупных континентальных плит.

Гранитно-метаморфический слой, сформированный к позднему мелу — раннему палеогену. Этот гранитно-метаморфический слой участвует в строении северного обрамления Альпийской складчатой области. Его образования слагают либо крупные территории, как, например, во Внутренних Карпатах, на Кавказе и севере Афганистана, либо пакеты покровов, иногда довольно протяженные, вовлеченные в структуру более молодого гранитно-метаморфического слоя (Альпы, Гималаи и др.).

Как уже говорилось выше, северная окраина океана Тетис отличалась довольно сложным строением, и местами ее палео-

география была весьма схожа с таковой западной части Тихого океана. Ярким тому примером может служить район Большого и Малого Кавказа, где в юре и раннем мелу, возникла ортогеосинклинальная система, состоявшая из впадины окраинного моря и поднятия островной дуги. Окраинное море в средней юре заполнялось отложениями мощной терригенно-сланцевой (аспидной) формации, которые в северной части моря располагались на коре континентального типа, а на юге, по всей видимости,— на океанической коре. Об этом свидетельствуют многочисленные толеитовые дайки и покровы эффузивов в зоне южного склона Большого Кавказа. В поздней юре и раннем мелу этот бассейн заполнился флишевыми толщами.

В области островной дуги (Сомхето-Агдамская и Кафанская зоны, Грузинская глыба и др.) на гранитно-метаморфическом основании, начиная со средней юры и местами вплоть до неокома, происходило формирование мощных андезито-базальтовых (с липаритами и дацитами) известково-щелочных серий. Эти вулканогенно-осадочные серии прорваны позднеюрскими плагиогранитами и раннемеловыми габбро-диоритами, являющимися комплексами-показателями становления гранитно-метаморфического слоя. О формировании этого слоя говорят также и терригенно-карбонатные морские осадки, развивающиеся обычно на уровне нижней молассы.

Островодужные серии Малого Кавказа продолжались непосредственно в восточную часть системы Понтид, где они также прорваны плагиогранитами позднеюрского-раннемелового возраста. Мы не исключаем, что сюда же протягивалась и впадина окраинного моря, доказательством чему могут служить верхнеюрские флишевые толщи в центральной части Понтийских гор [Boccaletti et al., 1966].

Похожая картина наблюдалась и внутри Вардарской зоны Динарид [Mercier, 1966], где в юрское время вдоль окраины Сербско-Македонского массива выделялись следующие зоны (с востока на запад): зона Пеониас — область юрского окраинного моря, характеризовавшаяся основным вулканизмом и сложным по строению основанием, в котором участвовали как породы меланократового фундамента, так и мигматиты и граниты Сербско-Македонского массива; зона Пайкон — юрская островная дуга, в которой породы спилито-кератофировой серии и щелочные риолиты ассоциировали с неритовыми осадками.

Подобного рода формации, характерные для переходной стадии развития и одновозрастные океаническому чехлу Тетиса, прослеживаются и в более восточных районах. К ним, по всей видимости, могут быть отнесены разрезы Фарахрудской зоны Афганистана, в которых мощная (5 км) толща филлитовидных сланцев, алевролитов и терригенного флиша, вероятно, накапливалась в условиях краевого моря.

Таким образом, значительные территории вдоль северной окраины Тетиса в юре и раннем мелу имели сходство с окраинами активного типа. Присутствие плагиогранитных серий и нижней молассы говорит о возникновении здесь гранитно-метаморфического слоя, формирование которого происходило автохтонным путем. Хочется отметить, что подобная картина характерна для динаро-гималайской части Тетиса.

В поздней юре — раннем мелу переходная стадия развития, т. е. формирование гранитно-метаморфического слоя, охватила новые области Тетиса, что было связано с началом эпохи сближения Африканского и Евразиатского континентов. Таким образом, период растяжения сменился периодом сжатия, который, естественно, сопровождался складчатыми движениями.

Процесс сближения континентов по-разному проявил себя в западной, центральной и восточной частях Тетиса.

В динарской части Динаро-Гималайского бассейна и в карпатской части Пеннинско-Карпатского бассейна произошло столкновение плит, что привело к раздавливанию бассейнов с корой океанического типа (Трансильванская и Вардарская зоны) и формированию сложного покровно-складчатого сооружения палеодинарид Южных и Восточных Карпат. В конце поздней юры — начале раннего мела в этой области происходило становление крупных тектонических покровов (в том числе и офиолитовых), которое сопровождалось формированием флиша и олистостром. Эти движения привели к смыканию микроконтинентов с бортами домезозойских континентальных плит и иногда к метаморфизму (зеленосланцевая и амфиболитовая фации), который охватил как цоколь микроконтинентов, так и их мезозойский осадочный чехол. Вслед за этим этапом на территории Внутренних Динарид в раннем и позднем мелу началось накопление молассоидных терригенных и карбонатных толщ, которые часто сопровождались вулканитами андезито-базальтового состава.

Несколько по-иному проявилась переходная стадия на территории современных Карпат. Здесь во внутренних зонах с сеноманского века и вплоть до раннего палеогена, формировались флишоидные, карбонатные и молассовые (часто угленосные) толщи, в которых в Южных Карпатах и горах Апусени внедрялись диориты и гранодиориты. Во внешних зонах Карпат в это же время накапливался флиш (Рахово-Северинский прогиб) и кремнисто-сланцевые толщи.

Тогда же на территории Афганистана произошло замыкание северной ветви Тетиса, что было связано со столкновением Центрально-Афганского микроконтинента с южным краем Евразиатской плиты. В результате этого породы океанической стадии оказались надвинутыми на микроконтинент, внутри которого как на его краю, так и в центральной части (Аргандабская зона), началось накопление нижней морской молассы. Кроме того, Фа-

рахрудское краевое море оказалось отгороженным от основной части Тетиса и превратилось, таким образом, во внутреннее море, которое начало заполняться мощной (до 10 км) морской молассой мелового возраста. В то же время в этом районе произошло внедрение габбро-диоритовых интрузий, известных на территории Фарахрудской зоны, в Центральном Афганистане, на Юго-Восточном Памире, в Восточном Гиндукуше и Трансгималаях.

Таким образом, начиная с поздней юры еще одна часть Альпийской складчатой области вступила в переходную стадию развития. К концу этой стадии (к позднему мелу — раннему палеогену) здесь возник гранитно-метаморфический слой, формирование которого происходило как автохтонным, так и аллохтонным путем.

Позднее этот гранитно-метаморфический слой претерпел довольно существенную перестройку, связанную с формированием позднемиоценового гранитно-метаморфического слоя, о чем будет сказано ниже.

Гранитно-метаморфический слой, сформированный к концу миоцена. Становление этого гранитно-метаморфического слоя целиком связано с гигантскими перемещениями огромных масс домезозойской континентальной коры. Его формирование происходило в сложной геодинамической обстановке, обусловленной взаимодействием континентальных плит Африки и Евразии. На ориентированное в меридиональном направлении сжатие, от которого зависело сближение плит, накладывался направленный на восток дрейф Африканского континента, связанный с открытием Южной Атлантики. Сдвиги, шарьяжи и ретрошарьяжи, обусловленные этими движениями, охватили большие пространства и привели к горизонтальному перераспределению огромных масс горных пород. Это «перелопачивание» продолжалось вплоть до среднего миоцена, когда фрагменты домезозойской континентальной коры совместно с породами океанической и переходной стадий, возникшими в мезозое-кайнозое, заняли позицию, примерно соответствующую их современному положению, и сформировали единую гранитно-метаморфическую кору.

В то же время история становления позднемиоценового гранитно-метаморфического слоя в разных частях Альпийской складчатой области обладает своей спецификой.

Как уже говорилось выше, в поздней юре — раннем мелу складчатые движения, охватившие значительную часть океанического бассейна Тетиса, привели к закрытию его динарской части и прекращению океанической стадии в Пеннинском океане.

В результате этого явления Лигурийско-Телльский бассейн отделился от основной динаро-гималайской части Тетиса, и в нем возникли условия, сходные с таковыми современных внутренних морей. В лигурийской части бассейна, где не видно сле-

дов деформации океанического чехла, глубоководные микритовые известняки титона — берриаса сменились осадками переходной стадии с битуминозными глинистыми сланцами в основании разреза, накопление которых происходило в условиях сероводородного заражения (сланцы Паломбини). Выше располагаются мощные турбидитные серии (флиш с олистостромовыми горизонтами) верхов нижнего мела — палеоцена. Близкая картина наблюдается и в телльской части бассейна, где в течение мелового периода также происходило формирование моретанского и массильского флиша. Начиная с позднего мела, турбидитные серии Лигурийского бассейна начали как бы накатываться на шельфовый разрез Африканской плиты (окраины Апулийского кратона). Это накатывание, сопровождавшееся движением покровов в сторону пассивной окраины континента, продолжалось вплоть до среднего миоцена и привело к формированию сложного покровно-складчатого сооружения, в котором карбонатные, кремнисто-карбонатные и флишевые формации автохтона (разрез Умбрии) оказались перекрытыми двумя аллохтонными комплексами, из которых нижний сложен более внутренними частями шельфа (разрез Тосканы), а верхний — породами океанической стадии Лигурийского бассейна и перекрывающими их турбидитами.

Постепенное раздавливание Лигурийского бассейна, очевидно, было связано с поступательно-вращательным (против часовой стрелки) движением Корсикано-Сардинского блока, который ранее совместно с Кабилийскими массивами слагал северный борт этой впадины.

Раздавливание телльской части бассейна началось значительно позже — в позднем аквитане — бурдигале. В это время толщи, слагавшие центральную часть впадины, совместно с обрамлявшими их с севера и юга породами также оказались шарьированными на северное обрамление Африканского материка и южную оконечность Пиренейского полуострова. Не исключено, что эта двусторонняя вергенция была связана с поднятием мантийного диапира, присутствие которого современными исследованиями предполагается в Альборанском море и южной части Лигурийского моря [Чехович, Зоненшайн, 1976].

Восточнее, в пеннинской части Тетиса, в конце раннего мела началось пододвигание Европейской плиты под Африканскую. Это явление сопровождалось формированием мощных флишевых толщ во фронте пододвигавшейся плиты и возникновением молассовых бассейнов, которые располагались на бывшем континентальном шельфе Африканской плиты. В это же время происходило становление офиолитовых аллохтонов, а также проявился метаморфизм высоких давлений. Тогда же в тылу надвигавшейся Африканской плиты изливались известково-щелочные лавы (базальты Винченцы, андезиты и риолиты Эгани и Юго-Восточных Альп).

Коллизия плит, сопровождавшаяся пододвиганием, привела в позднем эоцене к созданию мощной сиалической коры, что вызвало процесс изостатического выравнивания и в связи с этим — крупные вертикальные поднятия. Эти поднятия сопровождались в течение олигоцена и миоцена интенсивным эрозионным срезанием Альп, в результате которого к северу и к югу от них возникли протяженные молассовые бассейны. В результате эрозии и поднятий обнажились нижние горизонты сиалической коры — центральные гнейсы и перекрывающие их глаукофановые сланцы и эклогиты пеннинских покровов. Тогда же произошло внедрение гранодиоритовой и тоналитовой магм (массивы Адамелло, Бергелл и Бахер), а также излияние андезитовых и риолитовых лав. К олигоцену — миоцену также был приурочен высокотемпературный «центральноальпийский» метаморфизм, связанный с возникновением термального «купола» [Дитрих, 1977; Десмон, 1977].

Другая картина наблюдалась в восточной части Тетиса, располагавшейся к востоку от современной территории Греции, которую мы в дальнейшем будем называть турецко-гималайской. Здесь позднеюрский-раннемеловой этап деформаций привел к скучиванию океанической коры и изменению химизма изверженных пород. С сеноманского века здесь начали формироваться вулканические серии, химизм и менялся от места к месту. Это — ультраосновные лавы (верхние пиллоу-лавы Троодоса, гипертолеитовые серии Баэр-Бассита, щелочные базальты и трахиты покрова «диабазов» Ликийского Тавра, базальты в переслаивании с радиоляритами Внутреннего Загроса (Исфандере). На Малом Кавказе — это толеитовые базальты и андезиты, которые ассоциируют с мощными олистостромовыми сериями (сеноман — нижний коньяк). В Северо-Западных и Кохистанских Гималаях к подобным образованиям, вероятно, относятся меловые «вулканиты Драс», представленные андезитами, базальтами в чередовании с яшмами и радиоляритами. Повсеместно там, где разрезы не нарушены более молодыми движениями, эта серия пород залегает с несогласием на деформированных породах офиолитовой ассоциации (меланократовый фундамент и океанический чехол). По нашему мнению, этот позднемеловой магматический цикл знаменует начало переходной стадии и отвечает моменту возникновения внутриокеанических островных дуг. Не исключено, что современным аналогом подобных структур является Гавайский хребет.

Нужно отметить, что рассмотренный магматический комплекс, особенно в тех случаях, когда он содержит прослои яшм и его взаимоотношения с окружающими породами недостаточно ясны, подавляющее большинство исследователей сопоставляют с верхними горизонтами океанического разреза. Тем самым верхний предел возраста офиолитовой ассоциации определяется как поздний мел. По нашему мнению, верхний предел возраста офио-

литовой серии, а следовательно, и возраст океанической стадии, не выходит за рамки раннего мела (в большинстве случаев он доальбский). Таким образом, наша точка зрения близка к таковой В. Г. Казьмина [1966].

Итак, скучивание океанической коры в восточной части Тетиса в поздней юре — раннем мелу привело к зарождению островных дуг. Нам не известно, охватил ли этот процесс всю восточную часть Тетиса или же он локализовался только вдоль его северной части. Во всяком случае, какая-то часть этого бассейна в позднем мелу вступила на автохтонный путь формирования гранитно-метаморфического слоя. Однако этот эпизод продолжался ограниченный отрезок времени.

Продолжавшееся сближение Африканского и Евразиатского континентов привело к полному закрытию восточной части Тетиса в позднем мелу. С этого момента началось пододвигание Африканской континентальной плиты под Евразиатскую.

Начало переходной стадии на краях сближавшихся континентальных плит было связано с погружением края пододвигавшейся Африканской плиты на западе и Индостанской плиты на востоке и формированием флишевых комплексов, которые перекрывают вышеописанные отложения континентальных шельфов и их подножий. Образование этих турбидитных серий в пределах восточной части Альпийской складчатой области началось в сеноманском веке или в раннем сеноне (Турция, флиш Инда в Гималаях). В то же время в область флишевых бассейнов из внутренних частей формировавшейся складчатой зоны начали сползать первые тектонические покровы, сложенные как породами океанической, так и вулканитами переходной стадий. Иногда они слагают единую покровную единицу, поверхность скалывания в которой проходит внутри меланократового фундамента (массив Троодос Кипра), иногда же породы офиолитовой ассоциации разделены на несколько тектонических пластин. Формирование этих покровов и их оползание во флишевые бассейны породило возникновение олистостромовых комплексов, сопровождавших процесс шарьирования.

Окончательное закрытие восточной части бывшего океана Тетис произошло в позднем мелу. На этом месте сформировался гранитно-метаморфический слой, возникший благодаря горизонтальному сближению плит с домезозойской континентальной корой.

На краях этих плит и в зоне их стыка появилось сложное покровно-складчатое сооружение, реликты которого устанавливаются вдоль всей Периарабской дуги (Южная Турция, Кипр, Битлис, Сирия, Загрос), а также к югу от Герирудского разлома, в Тарнакском «шве» и в Кабульском блоке Афганистана, на Центральном и Южном Памире, к югу от зоны Инда в Гималаях, в Сулеймановых горах и хребте Киртхар Пакистана. В дальнейшем, вплоть до позднего миоцена, происходило лишь преоб-

разование этого гранитно-метаморфического слоя и перераспределение его в пространстве.

В центральной части Альпийской складчатой области (Турция и Иран) в конце мела — начале палеогена продолжалось пододвигание Африканской плиты. Однако эта относительно простая картина осложнялась в связи с тем, что внутри пододвигавшейся плиты в эоцене возникла вторая зона поддвига, положение которой в современной структуре примерно совпадает с южным фронтом альпийских шарьяжей. В то же время усложнялась и покровная структура Альп. Это происходило за счет «сдирания» краевых частей погружавшейся плиты, в результате чего тектонические пластины, сложенные осадочным чехлом плиты, совместно с позднемеловым флишем, олистостромой и перекрывавшими их позднемеловыми офиолитовыми аллохтонами, надвигались в южном направлении, где перекрывали опять-таки флиш и олистострому, однако уже эоценового возраста. Одновременно, а может быть, уже и в позднем мелу в глубоко погруженном под аллохтонные массы северном краю пододвигавшейся Африкано-Аравийской плиты происходила ремобилизация созданной к концу венда коры, которая привела к росту гранито-гнейсовых куполов. Этот процесс сопровождался метаморфизмом в условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, который охватил осадочный чехол плиты, ее шельфовые мезозойские фации, а также эоценовый флиш (массивы Киклад, Мендересский). Начиная с позднего палеогена, в этой области начали проявляться и тектонические процессы, связанные с открытием рифта Красного моря. Эти движения привели к образованию системы сдвигов Мертвого моря, а также более быстрому по отношению к другим частям Африканской платформы продвижению на север ее Аравийского клина, что привело к возникновению интенсивных деформаций миоценового возраста в зоне погружения этого клина, а также в более восточных районах Загроса. Продвижение этого блока сопровождалось как бы «расталкиванием» возникших до этого структур, что породило, во-первых, систему сдвигов (Северо-Анатолийский и Загросский), а во-вторых — скольжение на запад ранее возникших покровов (аллохтоны Антальи и Западного Тавра).

На крайнем востоке, в Гималаях, закрытие океанического бассейна также произошло в позднем мелу и было связано, по всей видимости, с пододвиганием Индостанского континента под Тибетскую континентальную плиту Евразиатского континента, в которой в это время происходило формирование протяженного пояса трансгималайских гранодиоритов. В дальнейшем в эоцене — начале олигоцена в результате продолжавшегося пододвигания Индостанской плиты здесь, так же как и в Турции, произошло тектоническое срезание ее краевых частей и шарьирование их в южном направлении. В результате этого процесса формации континентального склона Индостанской плиты надвину-

лись на ее шельфовые разрезы. Эти же тектонические движения продолжались и в миоцене, в результате чего возникла система покровов Низких и Высоких Гималаев.

Параллельно с шарьированием в эоцене — олигоцене в Тетис-Гималаях происходило формирование гранитно-гнейсовых куполов, а затем и внедрение турмалиновых гранитов (олигоцен — миоцен). Процесс шарьирования, так же как и в Альпах, сопровождался горообразованием, в результате которого в более внутренних частях Индостанской плиты в эоцене-олигоцене произошло накопление морской молассы (формация Субат), которая ныне слагает параавтохтон Низких Гималаев.

Таким образом, формирование позднемиоценового гранитно-метаморфического слоя охватило западную (лигурийско-тельско-пеннинскую) и восточную (турецко-гималайскую) части Тетиса. Процесс становления этого слоя нашел свое четкое отражение и в более раннем — позднемеловом-раннепалеогеновом гранитно-метаморфическом слое.

В пределах складчатых сооружений Динарид и Эллинид, в которых становление гранитно-метаморфического слоя началось уже в поздней юре, вплоть до раннего миоцена продолжалось пододвигание на север и северо-восток Африканской плиты, выражавшееся в левом вращении Апулийского «кратона». Этот процесс, с одной стороны, привел к надвиганию позднеюрского-раннемелового гранитно-метаморфического слоя по направлению к внешним зонам складчатой системы, а во-вторых — к отслаиванию внутренней части шельфовых комплексов и шарьированию их в том же направлении. Шарьирование сопровождалось формированием флиша и олистостромовых толщ, возраст которых постепенно омолаживается от эоцена до раннего миоцена в сторону Апулии. Только видимые масштабы перемещения покровов, начиная с эоцена, здесь оцениваются в 150 км [Godfriaux, 1977]. В тылу надвигавшихся аллохтонов в это время возникли компенсационные впадины, примером которых может служить Мезоэллинский желоб, заполненный молассой, формирование которой охватило промежуток времени от позднего эоцена до середины миоцена.

С этим же этапом истории позднемелового — раннепалеогенового гранитно-метаморфического слоя связано и усложнение его внутренней складчато-покровной структуры.

Процесс образования позднемиоценового гранитно-метаморфического слоя еще более ярко выразился в истории Карпатского покровно-складчатого сооружения, которое формировалось в сложных геодинамических условиях, обусловленных сближением двух плит: Африканской, двигавшейся в северном и северо-восточном направлениях, и Европейской, дрейф которой был направлен на юг.

Здесь так же, как и в других частях Альпийской складчатой области, вновь четко проявились позднемеловые, палеогеновые

и миоценовые движения, т. е. те самые движения, в период действия которых сформировался позднемиоценовый гранитно-метаморфический слой.

В позднем мелу — раннем палеогене в области Внутренних Карпат произошло скалывание гранитной коры домезозойских фрагментов, которое сопровождалось надвиганием их (гетские покровы) на флишевые и олистостромовые комплексы. К этому же моменту истории было приурочено замыкание флишевых прогибов во внутренних зонах и начало седиментации флиша во внешних (в том числе и Пьеннинской зоне). Общее надвигание этого гранитно-метаморфического слоя в сторону Европейской плиты в палеогене сначала привело к заполнению внешних прогибов турбидитными сериями, а затем — к общему воздыманию и формированию мощных миоценовых моласс во фронтальной и тыловой частях покровно-складчатого сооружения.

Тектонические движения, охватившие Альпийскую складчатую область в интервале времени от позднего мела до позднего миоцена, привели еще к одному важному следствию: в результате коллизии континентов и их взаимного пододвигания вдоль северной окраины бывшего океана Тетис, в результате тектонического скучивания, возник удвоенный или даже утроенный по мощности гранитно-метаморфический слой. Вследствие этого такие области, как Родопский массив или Центрально-Иранский блок в вертикальном разрезе представляют собой гетерогенные сооружения, время окончательного формирования которых — поздний миоцен, и поэтому являются естественными фрагментами позднемиоценовой гранитно-метаморфической коры.

Эти фрагменты, так же как и позднемеловой-раннепалеогеновый гранитно-метаморфический слой, в позднем мелу подверглись своеобразной деструкции, связанной по времени с началом формирования позднемиоценового гранитно-метаморфического слоя. В этот момент здесь возникли своеобразные рифтогенные структуры, примером которых могут служить Аджаро-Триалетская зона и ее продолжение на территории Восточного Понта, а также грабенообразные структуры Предбалканской зоны, Центрального Ирана и Северо-Западного Афганистана. Эти прогибы сначала заполнялись флишоидными толщами, а затем и андезито-базальтовыми лавами. Нередко эти толщи прорваны массивами габбро и гранодиоритами, а на территории Ирана — протрузиями серпентинитового меланжа.

Интересно отметить, что подавляющее большинство деструктивных структур возникло в северном (надвинутом) борту бывшего океана Тетис.

Итак, к концу миоцена на территории, некогда занятой океанической корой океана Тетис, в результате столкновения континентальной плиты Евразии с Африкано-Аравийской и Индостанской плитами возник гранитно-метаморфический слой, мощность которого достигала максимальных размеров в зонах их

взаимного перекрытия. С этого момента территория Альпийской складчатой области вступила в континентальную стадию развития.

Континентальная стадия (поздний миоцен — настоящее время). С конца миоцена территория Альпийской складчатой области вступила в принципиально иной этап развития. Почти на всей ее площади к этому моменту в виде сплошной оболочки сформировалась кора континентального типа с четко выраженным гранитно-метаморфическим слоем. С позднего миоцена на всей этой территории происходили интенсивные горообразующие движения, которые привели к образованию или окончательному оформлению глыбово-складчатых поднятий, обширных впадин, горных хребтов и разделявших их межгорных впадин.

Горообразование охватило и южный борт Евразиатской плиты. В это время возникли крупнейшие горные сооружения Альп, Карпат, Кавказа, Гималаев, Памира, Тянь-Шаня, сформировались межгорные впадины Ломбардии, Куры, возникли крупные депрессии в Центральном Иране. Осадконакопление в это время происходило в морских, озерных и континентальных условиях. Резко преобладали осадки верхней молассы, возникавшие за счет разрушения горных сооружений. Если горные цепи в какой-то мере повторяли очертания крупных покровно-складчатых структур, образовавшихся в переходную стадию, то сводовые поднятия, межгорные впадины и краевые прогибы имели резко наложенный характер.

Все эти структуры формировались в условиях общего сжатия, связанного с продолжавшимся пододвиганием Африкано-Аравийской и Индостанской плит под Евразиатский континент. В этом отразился некий элемент унаследованности движений начала континентальной стадии от таковых конца переходной стадии. В континентальную стадию широкое распространение получили крупные вертикальные разломы, связанные с процессом горообразования, а также сдвиги, часть которых уже ярко проявила себя в конце переходной стадии. В это время возникли или окончательно оформились такие крупные сдвиговые системы, как «Тоналитовая линия Альп», сдвиги Вардарской зоны, Северо-Анатолийский, Загросский, сдвиг по западной окраине Лутского блока, Герирудский, Тарнакский «шов», система разломов Сулейман-Киртхарских гор и Вазиристана и др.

Становление континентальной коры подчеркивалось и образованием вулкано-плутонических комплексов, которые сформировали пояса, особенно четко прослеживающиеся на территории Турции, Армении и западной части Ирана. Эти известково-щелочные вулкано-плутонические комплексы включают в себя липариты (и трахилипариты), базальты, андезиты (и трахиандезиты), базальты (и трахибазальты), которые изливались в субаэральных условиях. Пространственно эти вулканогенные образования тесно связаны с верхней молассой.

С этим же периодом развития Альпийской складчатой области связан этап образования впадин внутренних морей, своеобразие строения которых заключается в отсутствии или малой мощности гранитно-метаморфического слоя. К этой категории относятся Альборанская, Тирренская и Ионическая впадины Средиземного моря, а также центральная часть Черного моря и Южный Каспий. В результате сложных глубинных процессов (раздвиг?) и поднятия мантийного диапира над его кровлей возникали зоны кратковременного и интенсивного прогибания.

Первая волна таких опусканий прошла на рубеже миоцена и плиоцена. Максимальной величины (несколько километров) она достигла в акватории Черного моря, а в пределах Средиземного моря составила многие сотни метров. Кратковременные предплиоценовые опускания создали глубоководные бассейны, которые начали заполняться осадочным материалом. Обычно это глинисто-карбонатные осадки с пачками, прослоями и линзами турбидитов. Характерно почти повсеместное прислонение осадков, выполняющих глубоководные бассейны, к подстилающему субстрату вдоль их бортов. Несколько позже, с начала среднего плиоцена, началось интенсивное опускание Южно-Каспийского бассейна. Оно имело конседиментационный характер и компенсировалось преимущественно мелководными осадками, суммарная мощность которых превышала 10 км. Еще позже, в начале четвертичного периода, возник Среднекаспийский глубоководный бассейн.

В четвертичное, а скорее, в позднечетвертичное время на территории Средиземноморского пояса прошла новая волна кратковременных опусканий. Они в общем совпали с предыдущими кратковременными погружениями и устанавливаются по практически точному соответствию дислокаций плиоцен-четвертичных слоев и поверхности дна моря в районах современных континентальных склонов. Последние в большинстве случаев представляют гигантские флексурно-разрывные зоны. Однако местами позднечетвертичное опускание создало новые глубоководные бассейны (Южно-Адриатический, северная часть Ионического бассейна и Южно-Каспийская глубоководная котловина). Позднечетвертичное кратковременное опускание особенно ярко проявилось на акватории Средиземного моря, где его амплитуда превысила 3 км.

Глава девятая

ОБЛАСТИ ФОРМИРУЮЩЕЙСЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

▼

Описываемые области находятся на востоке Азии и занимают пространство между материком и ложем Тихого океана. Они включают структурные комплексы островных дуг, а также многие краевые части материка с более или менее развитым гранитно-метаморфическим слоем, где, однако, зрелая континентальная кора еще не сформировалась. Время образования гранитно-метаморфических слоев разное. В основном этот процесс происходил в мезозое и кайнозое, но местами гранитно-метаморфические слои имеют палеозойский возраст. В зависимости от времени их образования и произведено тектоническое районирование областей формирующейся континентальной коры. Вся эта зона в целом отражает современную переходную от океанической к континентальной стадию развития земной коры. В рамках Тектонической карты Северной Евразии полоса формирующейся континентальной коры простирается на несколько тысяч километров. Она охватывает районы Берингова, Охотского и Японского морей. На западе ее тектоническим ограничением служат Охотско-Чукотский и Сихотэ-Алинский вулканические пояса; на востоке — Алеутский, Курильский и Японский глубоководные желоба.

СЕВЕРНАЯ ОБЛАСТЬ

Этот обширный район включает Корякское нагорье, южную часть шельфа и глубоководную зону Берингова моря, а также Алеутскую островную дугу и сопровождающий ее глубоководный желоб.

Корякское нагорье представляет собой сложную покровно-складчатую страну, основные черты строения и развития которой в последнее время существенно прояснились благодаря проведению специальных тематических исследований. Корякское нагорье может быть расчленено на три крупные тектонические зоны: Пенжинско-Анадырскую, Центрально-Корякскую и Олюторскую.

В Пенжинско-Анадырской зоне формирование гранитно-метаморфического слоя произошло в основном в позднем мелу, кроме Таловско-Майнского поднятия, где выделяется и более древний

гранитно-метаморфический слой раннекаменноугольного возраста.

Разрез Таловско-Майнского поднятия следующий. В некоторых районах на отложениях меланократового фундамента, представленных дунитами, гарцбургитами и лерцолитами, сменяющимися вверх по разрезу пироксенитами, троктолитами, габбро и габбро-амфиболитами, залегают эффузивы основного состава и радиоляриты, иногда с линзами и прослоями пелитоморфных известняков. Мощности этих образований местами достигают 1500 м. Вверх по разрезу они перекрываются терригенными граувакковыми комплексами. В составе последних в Пенжинском кряже обнаружена ордовикско-силурийская фауна [Заборовская, Некрасов, 1974], а в Усть-Бельских горах — средне- и верхнедевонская [Александров, 1978].

Местами эти образования метаморфизованы и превращены в амфиболиты, зеленые и глаукофановые сланцы. Возраст последних, по K-Ar методу 430—330 млн. лет [Добрецов, 1974]. Выше них в Пенжинском кряже в визе — намюре появляется угленосная моласса, свидетельствующая, по нашему мнению, о формировании здесь гранитно-метаморфического слоя. На это же, вероятно, указывают и небольшие штоки палеозойских гранитоидов, известные в Усть-Бельских горах [Пинус и др., 1973]. Очевидно, что нижние части рассмотренного разреза слагают типичную офиолитовую ассоциацию, соответствующую океанической стадии развития этой зоны. Верхнепалеозойские-нижнемезозойские образования представлены здесь песчано-сланцевыми, туфогенными толщами иногда с прослоями конгломератов (Кутинская антиклиналь, Понтонейские горы и др.). Местами появляются покровы андезитового и андезито-базальтового состава.

В конце юры — валанжине в Пенжинско-Анадырской зоне образовались вторичные зоны растяжения, в которых на вскрывшемся меланократовом фундаменте в прогибах типа краевых морей [Некрасов, 1978; Руженцев и др., 1977] накапливались вулканогенно-кремнисто-терригенные отложения (кингывеемская и пекульнейвеемская свиты), сформировавшие повторные офиолитовые ассоциации.

Спецификой этих офиолитовых комплексов является отсутствие или слабое развитие в составе меланократового фундамента габброидной части разрезов. Растяжение, видимо, распространялось и в смежные блоки со зрелой континентальной корой и, в частности, в северную часть хребта Пекульней, где отложения пекульнейвеемской свиты залегают на меланократовом основании, представленном шпинелевыми лерцолитами и гранатовыми клинопироксенитами. Можно предполагать, что последние представляют собой вскрытую мантию древней континентальной коры [Некрасов, 1978; Марков, Некрасов, 1979].

С конца раннего мела в Пенжинско-Анадырской зоне в результате процессов сжатия произошло замыкание прогибов и

начала формироваться нижняя моласса. Первые молассы и синхронные им континентальные эффузивы появились здесь в аптеальбе. Однако они могли быть связаны с движениями в смежных частях мезозоид. Наиболее значительное и практически повсеместное образование нижней молассы пришлось на сенон, когда формировались обломочные, часто угленосные толщи и изливались эффузивы кислого и среднего состава. В это же время здесь возникли покровные структуры (Усть-Бельские горы, Куюльский массив) и своеобразные узкие надвигово-чешуйчатые зоны сжатия (Пенжинский кряж, хребет Пекульней и др.).

В Центрально-Корякской зоне формирование гранитно-метаморфического слоя в основном закончилось в конце мела — начале палеогена. Структуры этой зоны очень сложны из-за развитых здесь крупных покровов. С севера на юг в этой зоне выделяются три тектонические единицы: Майницкая, Алькатваамская и Эконайская. Первая и третья из них являются аллохтонными, а вторая рассматривается в качестве параавтохтона [Александров, 1978; Александров и др., 1975; Руженцев и др., 1978, 1979].

Породы меланократового фундамента и океанической стадии обнажены в покровных пластинах Эконайской зоны, а также в блоках серпентинитового меланжа Майницкой зоны. Меланократовое основание в Эконайской зоне представлено, как правило, верхними частями разреза. Здесь распространены пироксениты, габброиды, тоналиты и породы серии параллельных даек. Породы океанической стадии, охватывающей в возрастном отношении интервал от раннего карбона до поздней перми, представлены вулканогенно-кремнистой, фтанитовой и терригенной формациями, которые, вероятно, достаточно сложно замещали друг друга по латерали [Руженцев и др., 1979]. Мощности этих образований местами достигали 2000—2500 м. Латеральная неоднородность отложений океанической стадии свидетельствует о существенной структурной дифференциации. Видимо, уже в раннем мезозое здесь началась переходная стадия, так как немногочисленные находки триасовых (преимущественно в виде отдельных тектонических блоков) и нижне-, среднеюрских отложений позволяют считать, что здесь накапливались преимущественно терригенные песчано-сланцевые и аспидные формации, которые, вероятно, сложно сочетались по латерали с туфогенно-терригенными отложениями. Известны также прослои и пачки мергелей. Вдоль северо-западного края Центрально-Корякской зоны в это время формировалась олистострома [Зинкевич, 1978]. В поздней юре — раннем мелу в ряде районов Центрально-Корякской зоны образовались структуры вторичного растяжения, в которых на обнажившихся породах меланократового основания накапливались вулканогенно-кремнисто-терригенные отложения (чирынайская серия). Такой тип разреза характерен для Майницкой тектонической единицы. В параавтохтонном алькатваамском комплексе

в это время отлагались преимущественно терригенные осадки, местами с прослоями и пачками олистостром.

В дальнейшем во всех частях Центрально-Корякской зоны происходило накопление терригенных и терригенно-вулканических комплексов, которые сменились молассами маастрихта и палеогена, а также палеогеновыми эффузивами, образовавшими отдельные плато и вулкано-плутонические структуры.

В современной структуре рассматриваемые тектонические единицы образуют системы покровов, надвинутых на Алькатваамский параавтохтон. При этом в покровах Эконайской единицы сохранились разрезы меланократового фундамента и отложений океанической стадии развития зоны. Покровы, кроме того, смяты в крупные лежачие складки. В Майницкой единице в основании пластин залегают мощные зоны серпентинитового меланжа с крупными блоками гипербазитов и отдельными частями разреза палеозойских отложений.

Движения этих покровов начались в конце юры, видимо, в связи с формированием зон вторичного растяжения и продолжались до середины палеогена, хотя местами они и запечатываются маастрихтской молассой. В ряде районов покровы сминались в относительно простые син- и антиформные складки и разбивались молодыми относительно крутыми разломами.

В Олюторской зоне, занимающей юго-восточную часть Корякского нагорья, образование комплексов океанической стадии датируется поздним мелом. По крайней мере в сеноне здесь формировалась в основном глубоководная вулканогенно-кремнистая формация, мощность которой оценивается в несколько километров. Она состоит из эффузивов основного состава, яшм и кремнистых сланцев, реже обломочных пород. Более высокие комплексы, достигающие многокилометровой мощности, включают породы не только базальтового, но и андезитового состава, хотя преобладают в разрезах обломочные толщи, в том числе флишоидные. Нижняя моласса и соответствующие ей вулканиты начали формироваться в середине миоцена, поэтому и делается заключение о становлении в это время гранитно-метаморфического слоя. Породы Олюторской зоны надвинуты на север и северо-запад на структуры центральной части Корякского нагорья.

Характерная черта геологии Корякского нагорья — отсутствие в его пределах калиевого гранитоидного магматизма и комплекса верхних моласс. Поэтому вся эта область рассматривается как область незрелой континентальной коры.

Структуры Центрально-Корякской зоны простираются в южную часть шельфа Берингова моря, а затем проходят в Южную Аляску. Шельф основательно изучался геофизическими методами, и в его южной части установлены крупные и глубокие прогибы, выполненные мощными (до 6 км) кайнозойскими терригенными, скорее всего, молассоидными формациями. Они скрывают под собой более древние сложные структуры, образованные в

значительной степени вулканогенно-терригенными толщами, вулканитами основного состава, меланжем, кремнистыми породами в основном мезозойского возраста, а также ультрабазитами, как об этом можно судить по характеру геологического строения островов Шумагина, Прибылова, Кадьяк. Мощность коры здесь менее 30 км.

Крупный подводный уступ отделяет упомянутую зону от глубоководной области Берингова моря, которая вместе с Алеутской островной дугой и желобом является современной геосинклинальной системой. О. А. Шмидт [1978] отмечает, что в пределах этого уступа развиты продольные и поперечные разломы, причем с первыми связаны линейные кайнозойские впадины, а со вторыми — каньоны. У подножия уступа также протягивается зона впадин, но более глубоких.

Глубоководная область Берингова моря структурно расчленяется на три котловины (Алеутскую, Бауэрса и Командорскую) и два поднятия (Ширшова и Бауэрса).

Алеутская котловина, очень крупная по площади, имеет глубины 3500—3800 м. Сейсмические данные позволяют предполагать здесь следующий разрез земной коры. Внизу выделяется третий («базальтовый») слой мощностью 5—6 км. Над ним лежит «надбазальтовый» слой уплотненных осадочно-вулканогенных пород (около 2 км). Выше залегают уплотненные осадочные породы (2—3 км). Верхнюю часть разреза слагают неуплотненные и слабо уплотненные отложения мощностью около 2 км. Гранитно-метаморфического слоя здесь нет. Тип земной коры может быть определен как субокеанический. Предполагается (О. А. Шмидт), что три верхних сейсмических слоя отвечают соответственно (сверху вниз) кайнозойским, мезозойским и палеозойским комплексам. Скважина (№ 190), пробуренная с судна «Гломар Челленджер», прошла около 700 м верхнего слоя, сложенного разновозрастными (от четвертичных до среднемиоценовых) глинисто-диатомовыми отложениями с прослоями пеплов. Под осадками, по геофизическим данным, местами обнаруживаются отдельные поднятия, размерами в десятки и более километров.

Алеутскую котловину от Командорской отделяет поднятие Ширшова — линейный подводный хребет, простирающийся на север в сторону Олюторского полуострова. На поднятии обнаружены лавы и туфы андезитового состава, причем в плиоцене вулканическая деятельность еще проявлялась. Системой поперечных разломов поднятие разбито на сегменты, все более погружающиеся в направлении с севера на юг. Земная кора отличается увеличенной мощностью базальтового слоя. Поднятие Ширшова представляет собой отмершую вулканическую гряду, сложенную породами островодужного комплекса.

Разрез земной коры в Командорской котловине специфичен по сравнению с Алеутской котловиной. Мощность «базальтово-

го» слоя здесь сравнительно небольшая (3—4 км). Над ним залегает второй слой мощностью 4 км, сложенный вулканитами и уплотненными осадками, имеющими вверху олигоценовый возраст. Слой характеризуется фациальной изменчивостью. Выше лежат неуплотненные осадки 1—2 км мощностью.

У основания Корякско-Камчатского уступа протягивается узкий прогиб, где мощность отложений составляет 6—8 км. Это, вероятно, засыпанный глубоководный желоб (продолжение Камчатского желоба).

На юге Алеутской котловины выделяется дугообразное поднятие Бауэрса. По существу, это отмершее ответвление Алеутской вулканической дуги. В его строении участвуют, видимо, аналогичные комплексы, однако вулканические процессы прекратились здесь, вероятно, еще до плиоцена. Поднятие разбито многочисленными разломами.

Вдоль выпуклой стороны дуги прослеживается глубокий желоб, засыпанный осадками. Их мощность достигает 8 км. С внутренней стороны располагается небольшая котловина Бауэрса. Глубины здесь, как и в Алеутской впадине, до 4000 м. По строению земной коры она также похожа на Алеутскую, но есть отличия. Верхний осадочный слой имеет несколько меньшую мощность, а «надбазальтовый» (второй) слой обладает аномально высокими скоростями (6—6,2 км/с). Причина этого явления пока неясна. Породы второго слоя в котловине Бауэрса также деформированы.

Таким образом, вся глубоководная область Берингова моря характеризуется еще не слишком далеко зашедшим процессом преобразования океанической коры в континентальную, хотя мощность коры в глубоководных котловинах здесь уже около 10 км.

Алеутская островная дуга относится к числу наиболее крупных структурных форм этого типа. Она простирается на 2500 км. Это одинарная дуга, формирование которой, как выяснилось в последние годы, началось в палеоцене. В разрезе выделяется четыре стратиграфических горизонта [Шмидт, 1978]. В основании залегает серия, представленная контрастными эффузивами, сменяющимися шаровыми лавами и пирокластическими породами основного состава. Породы образовались в подводных условиях; их мощность до 3,5 км, возраст палеоценовый и эоценовый. Вторая (снизу) толща залегает с размывом и сложена в основном щелочными андезито-базальтами и их туфами, извергавшимися в подводных и субаэральных условиях в олигоценовую и миоценовую эпохи. Их мощность местами превышает 1,5 км. Третья толща — плиоценовые субаэральные эффузивы базальтового, андезитового и дацитового состава; мощность их на о-ве Медном составляет 300—400 м. Наконец, выделяется горизонт современных субаэральных лав и туфов (от базальтов до риолитов) — выбросы стратовулканов. С каждым этапом магматизма

связаны интрузивные процессы. В туфах и лавах (Командорские острова) в обломках и ксенолитах встречены ультрабазиты, серпентиниты, габбронды, яшмы и другие кремнистые породы. Поэтому предполагается, что в основании Алеутской гряды возможно присутствие серпентинитового меланжа и что гряда образовалась на океаническом дне.

Островная дуга разбита множеством поперечных разломов. Дислокации слоев имеют в основном приразломный характер, но иногда они связаны с внедрением интрузий или с подводно-оползневыми явлениями. Некоторые поперечные разломы простираются далеко за пределы островной дуги, в океан, а в Беринговом море они продолжаются линейными магнитными аномалиями.

Таким образом, Алеутская дуга возникла в палеоценовую эпоху, отделив от океанского ложа современное Берингово море. Тем самым устанавливается его остаточная океаническая природа, подобная природе Филиппинского, Фиджийского и некоторых других морей.

Алеутский глубоководный желоб простирается на 4000 км. Как и другие аналогичные структуры, в поперечном сечении он асимметричен: островной склон значительно круче океанического и сложен турбидитными и обвально-оползневыми осадками, а океанический — пелагическими формациями. Повышенные мощности (2 км) отмечаются у подножия островной дуги, а наибольшие (несколько километров) — близ Камчатки и Аляски. Глубины на западе желоба превышают 7300 м; на востоке они меньше.

Алеутский желоб, островная дуга и глубоководная часть Берингова моря в совокупности составляют современную геосинклинальную систему, во многих частях которой земная кора имеет субокеанический тип строения.

ЦЕНТРАЛЬНАЯ ОБЛАСТЬ

В описываемую область входят складчато-блоковые структуры тектонической системы Сахалина — Хоккайдо, большая часть дна Охотского моря, Камчатка, Курильская островная дуга и Курило-Камчатский глубоководный желоб.

В большей части области гранитно-метаморфический слой сформировался в конце мела — начале палеогена. Он протягивается из Центрально-Корякской зоны в пределы Западной и Центральной Камчатки. Далее он известен в пределах Сахалина и центральной части Хоккайдо. По всей видимости, гранитно-метаморфический слой данного возраста распространен и на значительной части дна Охотского моря. Однако в Срединном хребте Камчатки обнажены разнообразные метаморфические породы (плагиогнейсы, амфиболиты и др.), возраст метаморфизма которых значительно более древний. Они прорываются разнообраз-

ными гранитоидами, местами существенно гнейсированными. Эти образования выделяются нами как гранитно-метаморфический слой, сформировавшийся в конце среднего палеозоя. Основанием этому служат относительно небольшие значения радиологического возраста пород, а также и то, что состав этих образований непохож на древние метаморфические породы Сибирской платформы. Во многих местах описываемой области вскрыты породы меланократового фундамента. Они известны на Восточном Сахалине, в центральной части Хоккайдо (зона Камуикотан), в Ганальском хребте Камчатки, где слагают более или менее сохранившиеся пластины в основании покровов либо серпентинитовые меланжи. На Восточном Сахалине породы меланократового фундамента представлены преимущественно гарцбургитами с небольшим количеством дунитов, лерцолитов и верлитов [Разницын, 1975]. Местами встречаются габбро и габбро-диабазы [Рождественский, Речкин, 1975; Разницын, 1978]. В зоне Камуикотан (Хоккайдо) меланократовый фундамент сложен перидотитами, полосчатыми габбро и метаморфическими породами основного состава.

В центральной части Камчатки комплексы пород меланократового фундамента представлены амфиболитами и габброидами Ганальского хребта, претерпевшими метаморфизм гранулитовой фации [Розен, Марков, 1973; Ханчук, 1978].

Комплексы пород, отвечающие океанической стадии, лучше всего изучены в восточной части Сахалина. Охватываемый ими возрастной интервал — поздний палеозой — ранний мел. В сложении комплексов основное участие принимают спилиты, диабазы, яшмы и другие кремнистые породы, граувакки, реже известняки. Впервые на океаническую природу данных комплексов обратил внимание Н. А. Богданов [1963]. В ряде работ показано [Меланхолина, 1973; и др.], что аналогичные комплексы слагают низы разреза (до неокома включительно) также и Западной зоны. Общая мощность разреза комплексов океанической стадии весьма велика и составляет несколько километров. Тектоника этих комплексов очень сложна.

На о-ве Хоккайдо к отложениям океанической стадии относятся основные эффузивы, яшмы, аргиллиты и граувакки групп Хидака и Сорати. Возраст этих образований позднепалеозойско(?)-мезозойский [Мезозойско-кайнозойские..., 1977]; мощность оценивается в несколько километров.

На Западной и Центральной Камчатке к этим образованиям, вероятно, относятся отложения малкинской и стеновой серий, представленные метаморфизованными вулканитами основного состава и терригенными породами.

Переходная стадия начинается во многих районах с конца раннего мела. На Сахалине, на востоке острова, ей отвечают породы вулканических дифференцированных и терригенных серий. Местами среди терригенных отложений известны флишоидные

пачки, а в конце мела произошло образование олистостром, свидетельствующих о формировании шарьяжей [Рождественский, Речкин, 1975; Разницын, 1975, 1978].

На Западном Сахалине в конце раннего и в позднем мелу происходило накопление преимущественно терригенных, часто флишоидных комплексов. На о-ве Хоккайдо с конца раннего мела в зонах отдельных прогибов накапливались терригенные, часто флишоидные образования. В Центральной и Западной Камчатке раннемеловые образования известны лишь на мысе Омгон, где они представлены андезитами, их туфами и песчаниками. В позднем мелу здесь отчетливо выделялись две различных зоны осадконакопления: терригенного, часто флишоидного — на Западной Камчатке и вулканогенного, известково-щелочного (ирунейская серия) — в Центральной.

В конце мела — начале палеогена во многих местах произошла складчатость; в ряде районов образовались покровы и шарьяжи (Сахалин, Хоккайдо и др.). С этого времени во многих районах накапливались типичные молассы палеогенового возраста, происходило формирование небольших вулканических поясов (типа Срединного пояса Камчатки) и внедрение небольших по площади массивов диорит-порфиритов и гранодиоритов. Все эти образования рассматриваются нами как комплексы-показатели формирования гранитно-метаморфического слоя.

Лишь в наиболее глубоких прогибах типа краевых морей (Западно-Камчатском, Западно-Сахалинском, Исикари-Румои) в палеогене и раннем миоцене продолжалось накопление терригенных, часто флишоидных толщ. Однако и здесь на границу мела и палеогена часто приходится перерыв в осадконакоплении, а в основании кайнозойских отложений известны пачки конгломератов, континентальные осадки и угленосные горизонты.

Таким образом, большая часть дна Охотского моря относится к зоне, где формирование гранитно-метаморфического слоя произошло в конце мела — начале палеогена.

Дно Охотского моря обладает сложной мозаичной структурой. В ряде работ вся центральная область дна рассматривается как крупный древний блок — массив Охотия, однако современные геологические и геофизические данные не позволяют согласиться с такой точкой зрения. В структуре дна можно выделить две части: северо-восточную и юго-западную, разделенные системой крупных разломов. В первой из них выделяется глубокий прогиб, заполненный кайнозойскими обломочными толщами, похожий на Западно-Сахалинский. Толщина земной коры в северо-восточной части Охотского моря не превышает 30 км. Кора субконтинентального типа.

В юго-западной части дна выделяется несколько крупных структурных элементов. К востоку от сахалинского островного шельфа лежит впадина Дерюгина с глубиной дна свыше 1700 м. Она протягивается на расстояние около 800 км в направлении с

севера на юг, как и о-ов Сахалин, от которого отделена разломом. По данным ГСЗ, мощность земной коры во впадине 15—20 км, причем гранитно-метаморфический слой, вероятно, отсутствует. Поверх геофизического базальтового слоя лежит толща плотных пород, а выше — слоистые осадки. Общая их мощность 5 км. Дно впадины подвержено молодым тектоническим движениям; измерения теплового потока дали повышенные значения (в зонах разломов до 4 ЕТП). Ее возникновение связано с растяжением земной коры в конце позднемеловой эпохи, когда на востоке Сахалина образовались офиолитовые аллохтоны. Это два взаимосвязанных процесса [Разницын, 1975].

К востоку от впадины Дерюгина и южнее системы поперечных разломов выделяется обширное поднятие, отвечающее возвышенности Института океанологии. Земная кора здесь имеет субконтинентальный характер, ее толщина 15—25 км. При драгировании выступов подняты зеленые сланцы, филлиты, а также магматические породы, в том числе гранодиориты мелового возраста.

В южной части этого поднятия мощность осадков возрастает до 1500 м (на возвышенности Института океанологии она не более 300 м). Эта зона соответствует прогибу Макарова. Акустический фундамент здесь существенно расчленен.

Южнее располагается северный блок возвышенности Академии наук. Он имеет небольшие размеры. Кора здесь субконтинентального типа, мощность ее около 25 км. При драгировании выступов были подняты различные магматические породы, характерные для комплексов островных дуг (андезито-базальты, андезиты, дациты, липариты, а также гранитоиды, диабазы и некоторые другие). Южная часть той же возвышенности представляет собой тоже поднятый блок, но отличающийся отсутствием гранитно-метаморфического слоя в разрезе коры. Комплекс пород типа островной дуги перекрывает здесь непосредственно геофизический «базальтовый» слой, резко увеличенный в мощности.

В зоне развития палеогенового гранитно-метаморфического слоя известны также наложенные впадины, выполненные молассовыми толщами миоцена-плиоцена, и молодые вулканиты, которые рассматриваются нами как нижние молассы, отвечающие эпохам становления более молодых гранитно-метаморфических слоев в смежных районах, «выплеснутые» за их пределы.

Зону с более молодым (миоценовым) гранитно-метаморфическим слоем представляют собой структуры Восточной Камчатки, являющиеся прямым продолжением на юг Олюторского прогиба. В ряде мест (Кротонский массив в хребте Кумроч, полуостров Камчатского Мыса, Кроноцкий полуостров и др.) известны выходы меланократового фундамента, представленные дунит-гарцбургитами, габброидами, амфиболитами и габбро-диабазами [Марков, 1975].

На полуострове Камчатского Мыса с перерывом на породах меланократового фундамента залегают основные эффузивы, яшмы, кремнистые сланцы, туфы и песчаники позднемелового возраста, которые относятся к океанической стадии развития. Сходные образования известны и в других районах Восточной Камчатки — о-ов Карагинский, Валагинский хребет и др. Наличие в разрезах аллохтонного туфогенного материала андезитового состава позволяет предполагать, что неподалеку от области осадконакопления существовали зоны развития известково-щелочного вулканизма [Хотин, 1976].

Выше залегают отложения конца позднего мела — раннего миоцена, для которых характерно сложное сочетание по вертикали и латерали терригенных, вулканогенных и кремнистых образований. Местами (хребет Кумроч, дроздовская свита и др.) известен типичный флиш. В обломочной фракции пород появляются обломки офиолитов. Характер магматизма становится очень дифференцированным вплоть до появления ультраосновных щелочных пород в Валагинском хребте.

Породы позднего миоцена — четвертичного периода представлены континентальными и морскими молассами, а также синхронными им эффузивами и небольшими штоками пород габбро-гранодиоритовой и габбро-сиенитовой формаций. Все эти образования рассматриваются нами как комплексы-показатели становления гранитно-метаморфического слоя.

Структуры этой зоны обусловлены в основном сочетанием узких сжатых складок и крутых взбросов с пологими надвигами и сложными складками, известными в породах кайнозойского возраста (Тюшевский и Богачевский прогибы).

Самая юго-восточная часть рассматриваемой территории занята структурами современной геосинклинальной системы Курил, в пределах которой гранитно-метаморфический слой еще только формируется. В ее состав входят Южно-Охотская котловина, Курильская островная дуга и Курильский глубоководный желоб.

Южно-Охотская котловина представляет собой крупную впадину, образовавшуюся в результате растяжения коры в тылу островной дуги. Ряд геологических данных позволяет предполагать, что этот процесс деструкции начался здесь в конце палеогена. Новообразованный характер котловины очевиден из анализа структурных соотношений на ее западном окончании, где котловина врезается в более древнюю тектоническую зону Сахалина — Хоккайдо.

Глубина дна в котловине превышает 3,5 км. Мощность осадков достигает 5 км. Под этим слоем залегает слой плотных пород мощностью 1,3 км, а ниже — «базальтовый» слой, мощность которого в центральной части 5 км, а у бортов в 2—3 раза больше. Таким образом, гранитно-метаморфический слой здесь отсутствует, а общая мощность коры составляет в центральных

районах 11—12 км. Это субокеанический тип коры. Среди осадочной толщи выступают конусовидные возвышенности, имеющие, возможно, вулканическую природу. Вообще акустический фундамент сильно расчленен, что не оставляет сомнений в современном динамичном режиме дна впадины.

Курильская островная дуга, как известно, имеет сложное строение. Ее основным структурным элементом является Большая Курильская гряда, на островах которой находится 39 действующих вулканов. По степени проявления современного вулканизма Курило-Камчатская зона в целом — одна из самых активных в Тихоокеанском поясе: здесь сосредоточено примерно 1/6 действующих вулканов упомянутого пояса.

Гряда сложена вулканогенными (известково-щелочная серия) и осадочными формациями олигоценового — четвертичного возраста. Состав вулканитов в основном андезитовый; в меньшем количестве представлены базальты и риолиты. Общая мощность пород до 5—7 км; среди них присутствуют как наземные, так и подводные образования; характерна их большая фациальная изменчивость. На некоторых островах описаны небольшие интрузии габбро, плагиогранитов и гранитов, относящиеся к среднему миоцену. Судя по составу ксенолитов (резко преобладают габброиды и амфиболиты, породы гранитного состава не найдены или очень редки), по крайней мере большая часть дуги имеет океаническую кору в основании (мощность коры 8—10 км). Все же по данным ГСЗ и структурным соотношениям можно предполагать присутствие гранитно-метаморфического слоя на северном и южном флангах Курил; толщина коры там соответственно 20—25 и 15—20 км.

Интересно строение Малой Курильской гряды. Здесь на о-ве Шикотан [Меланхолина, 1978] в аллохтоне выходит меланократовый фундамент (третий слой океанической коры). Покров образовался в маастрихте, и движение его происходило из области океана. Разрез здесь более древний, чем на Большой Курильской гряде,— от кампана до эоцена. В нем принимают участие вулканогенные (базальтовые, андезитовые, андезито-базальтовые), вулканогенно-осадочные и терригенные фациально изменчивые толщи, среди которых встречаются не только мелководные, но и наземные отложения. Со стороны Камчатки навстречу гряде Малых Курил протягивается возвышенность Витязя. На ней многочисленными драгировками (устное сообщение Б. И. Васильева) подняты разнообразные породы, которые, скорее всего, указывают на продолжение сюда разновозрастных камчатских комплексов.

Между островными грядами простирается узкий междуговой прогиб, заполненный четырехкилометровой толщей верхнекайнозойских туфогенно-обломочных отложений. Деформации пород Курильской островной дуги незначительны; характерно большое число поперечных нарушений, многие из которых со сдвиговыми

смещениями. Движение происходит в сторону глубоководного желоба.

Курило-Камчатский глубоководный желоб длиной 2200 км простирается значительно дальше островной дуги. Местами его глубины превышают 10 км. В нем развиты терригенные и терригенно-туфогенные турбидитные и пелагические отложения как типа отложений приостровных склонов, так и типа осадков океанского ложа. Строение приостровного и приокеанического склонов разное. В полосе приостровного склона установлен глубокий неогеновый прогиб, где мощность отложений достигает 7 км. В направлении к оси желоба увеличивается и мощность коры (данные ГСЗ), что связано главным образом с увеличением толщины «базальтового» слоя земной коры. На севере и юге мощность коры достигает 36 км. Кора в пределах противоположного склона океаническая, и ее мощность не превышает 10 км. Мощность осадков здесь измеряется сотнями метров; только у основания склона она достигает 1—2 км. Осевая часть желоба характеризуется крупным гравитационным минимумом и низкими значениями теплового потока (0,7 ЕТП), что очень типично для структур данного типа.

Все формации, развитые в пределах различных структур современной геосинклинальной системы Курил, характерны для переходной стадии развития.

Таким образом, Охотский регион по особенностям тектонического строения и развития делится на две части: тыловую и фронтальную. Первая из них, занимающая большую часть Охотского моря, зону Сахалина — Хоккайдо и Западную Камчатку, характеризуется палеогеновым (в основном) временем формирования гранитно-метаморфического слоя, мозаичной структурой коры и таким же характером тектонического расчленения. Фронтальная часть включает Восточную Камчатку, Курильскую островную дугу, Южно-Охотскую впадину и одноименный глубоководный желоб. Лишь на Восточной Камчатке и, возможно, в северных и южных районах Курил в миоценовую эпоху сформировался гранитно-метаморфический слой. В других местах его нет, но там от места к месту происходит существенное изменение мощности «базальтового» слоя. Тектонический план фронтальной части четко линейный. Регион в целом находится в процессе геосинклинального развития, но в тыловой части формирование континентальной коры зашло довольно далеко, тогда как во фронтальной еще господствует островодужная стадия. Это типичная картина для западной окраины Тихого океана.

ЮЖНАЯ ОБЛАСТЬ

Эта область охватывает Японское море, прилегающие к нему с востока структуры Японской островной дуги и Японский глубоководный желоб. По своим структурным особенностям и истории развития она отличается от двух предыдущих. Ее структурный план определяется сочетанием вторичных глубоководных впадин, характеризующихся субокеаническим типом строения земной коры, возникших вследствие растяжений краевой части материкового блока, и разных по размерам и возрасту фрагментов континентальных кор.

Основными структурными элементами глубоководной части Японского моря являются Центральная (Япономорская) котловина, котловина Хонсю и разделяющий их тектонический блок возвышенности Ямато. Имеются также и более мелкие блоки. Они расположены главным образом вблизи западного борта Центральной котловины.

Представление об образовании глубоководных котловин Японского моря в результате мощного деструктивного процесса на краю материка, вызвавшего его раскалывание, растяжение коры и раздвигание отколотых фрагментов, основывается на целом ряде геологических фактов. Время образования континентальной коры во Внутренней Японии то же, что и в Главном антиклинории Сихотэ-Алиня. Недавно было показано [Меланхолина, Молчанова, 1977], что на юго-западе Внутренней зоны Японии развиты вулкано-плутонические образования, представляющие собой продолжение окраинно-материкового Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса, который дальше прослеживается на юге Корейского полуострова. Он имеет меловой — палеогеновый возраст, и следовательно, его японское звено было отторгнуто не раньше конца палеогена. Это произошло в результате раздвигового процесса.

О деструкции свидетельствует также то, что по периферии глубоководных впадин прослеживаются зоны обрыва гранитно-метаморфического слоя, безусловно, имеющие дизъюнктивную природу. Вместе с тем выделяются и широкие зоны, где происходит постепенное утонение гранитно-метаморфического слоя, указывающее на растяжение слоев земной коры.

Важный факт — это присутствие обломков континентальной коры (более или менее измененной) как на периферии, так и внутри глубоководной области моря. На западной периферии имеются блоки, сложенные гранито-гнейсами раннего протерозоя, оторванные от таких же пород Корейского полуострова. Местами видно, что некоторые выступы докембрия еще связаны с материком, что дополнительно подтверждает отторжение в ходе деструкции обособленных блоков. В центральной части моря довольно крупным обломком, но не докембрийских, а палеозойских континентальных структур является возвышенность Ямато. Сре-

динным глубоким грабеном, также возникшим вследствие раскола и раздвига, она разделяется на два блока. Сейсмические данные указывают на присутствие в блоке Ямато гранитно-метаморфического слоя, хотя и редуцированного по мощности. Драгированные породы позволяют считать, что Ямато в целом представляет собой фрагмент позднепалеозойской континентальной коры, оторвавшейся от области, расположенной на юге Приморья. Возвышенность «Витязя», судя по присутствию кислых вулканитов и тектоническому положению, может быть блоком меловой континентальной коры.

Котловины Японского моря имеют глубину дна около 3,5 км. Земная кора в них относится к субокеаническому типу: отсутствует гранитно-метаморфический слой, несколько утолщен «базальтовый» слой (8—12 км), местами выделяется второй слой (до 2,5 км), а мощность осадочного слоя составляет 2—2,5 км. Котловина Хонсю небольшая, а Центральная имеет размеры 800×250 км^2. По данным глубоководного бурения, разрез верхнемиоценовых-четвертичных отложений сложен диатомовыми илами и глинами с редкими прослоями алевритов, песков и вулканического пепла, а также турбидитами. Со дна котловины поднимаются вулканы, и соответственно в строении разреза участвуют базальты, андезито-базальты и их пирокластические аналоги. Осадки не деформированы. Тепловой поток измеряется 2,5 ЕТП. В настоящее время в северных районах, как это видно по структурным соотношениям, продолжается развитие Центральной котловины.

Итак, Японское море представляет собой молодое окраинное море, срезающее структуры континента. Если сравнить его с Охотским и Беринговым морями, то можно увидеть разницу в их происхождении. В Беринговом море глубоководные впадины представляют собой результат последовательного преобразования океанической коры; Южно-Охотская котловина возникла вследствие растяжения области еще не сформировавшейся континентальной коры, находящейся в длительно неустойчивом состоянии (зрелой стадии геосинклинального развития); котловины Японского моря — следствие деструкции зрелой материковой коры. Но все они входят в современный геосинклинальный пояс запада Тихого океана. Это указывает на большую разнородность тектонических процессов в развивающейся приокеанической геосинклинали.

Японская островная дуга в большей своей части представляет собой отодвинутые от континента участки более древней континентальной коры. Лишь вдоль юго-восточного края о-ва Хонсю расположена зона, в которой гранитно-метаморфический слой сформировался в середине миоцена (пояс Симанто). Здесь на меланократовом основании, представленном серпентинитовым меланжем, известным на п-ове Кип, залегает мощная толща вулканогенных, терригенных и кремнистых пород мелового — палео-

генового возраста (океаническая и переходная стадии, нерасчлененные). На них несогласно лежат отложения позднего миоцена — плиоцена, представленные конгломератами, песчаниками и риолитами. Известны небольшие массивы гранодиоритов и гранит-порфиров.

В пределах Японии широким распространением пользуются молодые, кайнозойские, известково-щелочные вулканиты, связанные с формированием и развитием островных дуг — Курильской, Марианской и Рюкю.

Прилегающий к островной дуге Японский желоб морфологически такой же, как и другие глубоководные желоба. Максимальные глубины в нем более 8000 м. На склонах желоба пробурено несколько глубоководных скважин, которыми установлено значительное опускание восточной части о-ва Хонсю, а также отсутствие аккреционной призмы, которая предполагается при допущении субдукции океанической литосферы. Осадки у дна на внутреннем склоне представлены глинисто-диатомовыми илами и глинами, содержащими прослои вулканического пепла и терригенного материала. Толща их образовалась за счет сноса с Японских островов, нормального пелагического осаждения и оползневых процессов, обычных для крутых склонов и желобов. Верхнемиоценовые и более древние породы тектонизированы, причем при бурении выявилось повторение одних и тех же слоев. Здесь рисуется взбросо-надвиговая структура (клинья, блоки) с движением масс в сторону днища желоба.

Подводя итог описанию геологического строения области формирующейся континентальной коры, необходимо отметить следующее.

Устанавливается, что рассматриваемый регион как окраинно-материковый имеет длительную историю. Преобразование океанической коры в континентальную, т. е. геосинклинальный процесс, продолжается здесь несколько сотен миллионов лет, уходя своими корнями в ранний палеозой. В течение всего этого времени область характеризовалась большой тектонической подвижностью, и в ней наряду с процессами тектонического скучивания и стягивания литосферных масс проявлялись процессы тектонической деструкции, нарушавшие ход формирования гранитно-метаморфического слоя. Указаний на образование зрелой континентальной коры здесь нет, хотя в ряде районов эволюция океанической коры в этом направлении продвинулась далеко вперед.

Продолжающаяся тектоническая активность этой области выражается прежде всего в широком развитии на всей ее территории комплексов нижних моласс и их аналогов, местами выходящих далеко за рамки собственных гранитно-метаморфических слоев. О том же свидетельствует распространение молодых известково-щелочных вулканитов, причинно связанных с формированием молодых островных дуг и уходящих далеко за их пределы.

Наконец, здесь широко развита сеть неотектонических разломов и структур, которые, как показывают данные по многим районам (Камчатка, Япония и др.), причинно часто обусловлены горизонтальными движениями.

В большей части региона еще нет мощного развития покровных структур и краевых вулканических поясов, которые часто знаменуют наступление континентальной стадии развития. Здесь, однако, существуют весьма характерные чешуйчато-надвиговые зоны, свойственные ранним фазам тектонического скучивания земной коры.

В конечном счете все тектонические зоны и явления в описанных приокеанических областях отражают черты переходной стадии развития земной коры. Ей свойствен широчайший спектр тектонических, магматических и метаморфических явлений, причем в созидательном процессе коры особенно большая роль принадлежит развитию мощных кремнисто-вулканогенных формаций, андезитовому магматизму, образованию аллохтонных структур (покровов, чешуй, надвигов) и формированию флишоидов.

Глава десятая

ОБЛАСТИ СОВРЕМЕННОЙ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ

▼

Основные площади океанического ложа занимают океанические плиты (абиссальные равнины), где земная кора имеет мощность в среднем 7—8 км, т. е. она примерно в 4 раза тоньше, чем на континентах. В зонах океанических поднятий толщина коры увеличивается, иногда значительно, но и в этом случае она не достигает средних значений мощности для континентов.

Как известно, в строении океанической коры выделяются три слоя: нижний — третий, средний, или второй, и верхний — первый.

Состав нижнего слоя благодаря многочисленным драгировкам дна на больших глубинах, достаточно прояснился. Это сочетание габброидов, метаморфических пород основного состава и ультрабазитов. Слой подстилается интенсивно деформированным гипербазитовым комплексом (серпентиниты, лерцолиты, гарцбургиты, дуниты), который считается мантийным. Мощность третьего слоя около 4 км, но иногда (в зонах поднятий) она сильно увеличивается.

Второй слой сложен главным образом базальтами, но в его разрезе присутствуют и тонкие прослои осадочных пород, что доказано глубоководным бурением. В строении второго слоя, кроме того, принимают участие брекчированные зоны, также выявленные бурением. Они позволяют предполагать тектонические срывы по субгоризонтальным поверхностям. Базальты океанов петрохимически отличны от континентальных. Для них характерны пониженные содержания K_2O, TiO_2 и P_2O_5 и резко повышенная величина Na/K. Однако химический состав океанских базальтов изменчив, причем намечается связь петрохимических провинций и тектонических районов. Мощность пород второго слоя редко превышает 2 км.

Первый слой океанической коры сложен почти целиком осадочными отложениями, обычно неуплотненными или слабо литифицированными. Местами в нем встречаются базальтовые потоки и силлы. Слагающие его формации могут быть как глубоководными, так и мелководными. И те и другие относительно маломощны, а состав их зависит от того, насколько велика роль терригенного, хемогенного и биогенного факторов в их образовании. Глубоководным бурением установлено, что нижние гори-

зонты первого слоя в Мировом океане не древнее верхнеюрских. Мощность осадочной толщи в центральных районах океанского ложа редко превышает 1500 м. Буровые скважины очень часто выявляют крупные стратиграфические перерывы.

Учение о тектонической асимметрии Земли, разделении ее на Индо-Атлантический и Тихоокеанский сегменты приводит к выводу о большой древности впадины Тихого океана и молодом возрасте (позднепалеозойском — мезозойском) Атлантического и Индийского океанов, образовавшихся в результате распада Гондваны и дрейфа континентов. Поэтому следует предполагать отличие в строении литосферы Тихого океана и других океанов. Дно океанов тектонически подвижно. Во всех океанах существуют подвижные океанические пояса, которые морфологически выражены рифтовой системой. Кроме того, доказаны крупные сдвиговые смещения блоков океанической коры по разломам, а также многообразные движения, связанные с явлениями тектонической деструкции. Существуют данные, свидетельствующие о крупноамплитудных вертикальных движениях и перемещениях пластин океанической литосферы на разных глубинных уровнях.

На Тектонической карте Северной Евразии изображены четыре области современной океанической коры: северо-западная часть Тихого океана, Евразийская область Северного Ледовитого океана, восточная часть Норвежско-Гренландского бассейна Атлантики и область Бискайского залива. Все эти области тектонически и по геологической истории существенно различны.

СЕВЕРО-ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ ТИХОГО ОКЕАНА

Описываемая область занимает значительную площадь на карте, в пределы которой входят Северо-Западная океаническая котловина, краевые океанические валы Зенкевича и Алеутский, блок возвышенности Обручева, западная часть поднятия Шатского, северный отрезок Императорского хребта и небольшая часть Северо-Восточной океанической плиты.

Северо-Западная океаническая плита ограничивается тремя позитивными формами: валом Зенкевича, поднятием Шатского и Императорским хребтом. Дно ее лежит на глубинах от 5 до 6 км. Оно в общем ровное; редко выступают на нем отдельные горы вулканического происхождения. Известны разрывные нарушения, вытянутые в северо-восточном направлении.

Глубоководное бурение, проведенное к северо-западу от поднятия Шатского, вскрыло маломощный разрез осадочной толщи: скв. 303—284 м; скв. 304—334 м. В обеих скважинах достигнуты базальты экструзивного типа и типа пиллоу-лав с возрастом 124 ± 12 и 127 ± 9 млн. лет. Они перекрыты нанопланктонными илами и глинами с прослоями кремней, возраст которых готе-

рив-барремский (возможно, отчасти валанжинский)[1]. Их мощность только 20 м. Выше лежат бурые цеолитовые глины с кремнями и радиоляриями сеномана (возможно, включают апт — альб) также небольшой мощности, а непосредственно на них с большим перерывом и размывом в основании залегают глубоководные радиоляриево-диатомовые илы и диатомовые, радиоляриевые и немые бурые глины, отвечающие верхнему миоцену, плиоцену и плейстоцену. Их суммарная мощность 235 м. Разрез в целом интерпретируется как кремнисто-глинистый океанический глубоководный комплекс.

Строение земной коры плиты соответствует нормальному океаническому типу: ниже осадочного слоя выделяется второй слой со скоростями около 5 км/с и далее третий слой (6,5—6,7 км/с). Ниже третьего слоя скорости становятся 8,1—8,3 км/с [Удинцев, 1972]. Общая мощность коры 6—8 км.

Краевой вал Зенкевича, вытянутый вдоль Курило-Камчатского желоба, относится к числу наиболее изученных структур данного типа [Васильев и др., 1978]. Его длина превышает 2000, ширина 300—350 км, но превышение над ложем океана всего 200—400 м. По структуре это очень пологий вал, лежащий на глубинах порядка 5000 м и осложненный горстовыми выступами высотой от нескольких десятков до сотен метров, а местами и грабенами. На продолжении этого вала к югу на глубине 5240 м глубоководной скважиной (№ 436) вскрыт разрез осадочной толщи, пройденный на 397,5 м. До среднего миоцена включительно (360 м разреза) это диатомовые илы и аргиллиты с прослоями вулканического пепла, особенно распространенными в миоцене. Ниже — обогащенные Mn глины, условно относимые к палеогену (20 м), а в самом низу — кремни мелового возраста [Geotimes, 1978]. Основная верхняя часть разреза отвечает туфогенно-кремнисто-глинистой глубоководной формации современных океанических комплексов. Драгированием подняты базальты, представляющие второй слой. Общая мощность коры составляет 4—6 км. Описанный пологий вал возник вследствие сжатия океанической коры в связи с формированием Курило-Камчатского глубоководного желоба.

Поднятие Шатского простирается более чем на 1000 км при ширине 350 км. Разломами оно расчленено на несколько крупных блоков, в пределах которых есть более мелкие нарушения. Выделяются зоны тектонического дробления. Над дном океанической плиты поднятие возвышается на 3—4 км. Поднятие обладает относительно мощным первым слоем и мощной океанической корой — более 20 км. Разрез известен по данным глубоководного бурения. Здесь выделяются титонские (?), нижнемело-

[1] При стратиграфической характеристике разрезов северо-западной части Тихого океана здесь и ниже широко используется книга «Геология Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана», т. 1 [1978].

вые и верхнемеловые известняки, нанопланктонные известняки и илы, нанофораминиферовые илы, мел, прослои кремней и порцелланитов суммарной мощностью по разным скважинам около 600 м. Палеоген представлен мелоподобными известняками мощностью около 82 м; неоген — нанофораминиферовыми илами, мощность которых вместе с плейстоценовыми составляет несколько десятков метров. Таким образом, в разрезе поднятия выделяются две океанические формации: карбонатная и туфогенно-кремнисто-глинистая. Характерны крупные размывы. В одной из скважин непосредственно под осадками плейстоцена лежат отложения низов неокома. Скважиной 305, дошедшей до низов мела, вскрыт наибольший по мощности разрез первого слоя — 640,5 м. Однако и этот разрез с перерывами. Сейсмические данные позволяют считать, что сильно увеличенная мощность земной коры объясняется ее тектоническим скучиванием и интенсивным проявлением базальтоидного магматизма.

Императорский хребет — крупнейшая вулкано-тектоническая форма на северо-западе Тихого океана. Он протягивается на 2500 км, а ширина его 50—70 км. Высота гор на хребте — 2—3 тыс. м. Глубоководным бурением доказано, что горы, вытянутые в огромную линейную цепь, представляют собой гайоты, погруженные местами на глубины более 2000 м. Над выветрелыми базальтами скважинами вскрыты красные латеритные почвы, а также коралловые отложения, содержащие близ контакта с базальтами фаунистические остатки позднего палеоцена, а выше — раннего и среднего эоцена. В районе северного окончания хребта разбурен гайот Мейджи, лежащий на глубине 3014 м. Здесь пройден 1044-метровый разрез пелагических, хемипелагических, туфогенных и ледниковых отложений. Низы разреза датируются нижним маастрихтом (72 млн. лет).

Императорский хребет характеризуется приподнятой кровлей верхней мантии и увеличенной мощностью второго слоя.

Возвышенность Обручева находится у стыка Курило-Камчатского и Алеутского желобов и представляет собой поднятый блок океанической коры. Возможно, что это реликтовый блок мезозойских океанических структур. Линеамент Императорского хребта врезается в этот блок. По геофизическим данным возвышенность Обручева покрыта осадками 1,5—2,5 км мощностью.

Северо-Восточная океаническая котловина также разбуривалась. Неоген-четвертичные отложения мощностью 239 м представлены пелагическими глинами и диатомовыми илами; а эоцен-олигоценовые — известняками, турбидитами и мелом; их мощность — 266 м.

Алеутский краевой вал сходен по морфологии с валом Зенкевича, от которого отличается наличием в сводовой части высоких гор. Изученность их пока недостаточная.

На примере рассмотренных океанических структур можно видеть значительную тектоническую подвижность океаниче-

ской коры в северо-западной части Тихого океана в мезозое и кайнозое. Так, вследствие мощного проявления тектоно-магматических процессов, включая тектоническое скучивание, сформировалась аномально утолщенная кора на поднятии Шатского. О более поздних вертикальных и сдвиговых движениях в пределах поднятия свидетельствует его блоковое строение с относительным смещением отдельных фрагментов. Здесь отчетливо видна структурная ярусность в разрезе тектоносферы океанского ложа, а следовательно, и сложность ее структурной эволюции.

Другую форму проявления тектонических движений представляют краевые валы, отражающие латеральное сжатие окраины океанского ложа. Их очевидная связь с формированием глубоководных желобов и островных дуг позволяет предполагать крупноволновую структуру литосферы в подобных зонах.

Третья своеобразная тектоническая зона — Императорский хребет. Высокая магматическая проницаемость в мезозое, а на юге хребта и в кайнозое в сочетании с линейностью свидетельствуют о его разломной природе. Глубинная трещина образовалась на тектоническом своде, выраженном поднятием поверхности Мохоровичича. Трещина входит в крупную систему разломов, веером расходящихся от района стыка Курило-Камчатского и Алеутского желобов в направлении поднятия Хесса, которое лежит восточнее хребта. В позднем кайнозое произошло опускание хребта, местами на несколько километров.

Наконец, в виде возвышенности Обручева обнаруживается реликт нераспознанной структуры более древнего тектонического плана океанского ложа. По-видимому, таким же реликтом является и плато Умнак, расположенное в Беринговом море (см. главу пятую). Можно думать, что и поднятие Шатского, так же как и его структурный аналог — поднятие Хесса, относится к подобным образованиям.

Из всего сказанного следует, что структурный план океанского дна в описываемой области неоднократно испытывал значительные перестройки. Иными словами, океаническая кора тектонически подвижна. Намечаются некоторые временные рубежи интенсивных тектонических движений. Это конец мелового периода — начало палеогена (образование блоковой структуры на поднятии Шатского, оформление поднятия Императорского хребта); конец палеогена — начало неогена (образование краевых валов, погружение Императорского хребта); конец позднего кайнозоя (усложнение структурного плана, о чем свидетельствуют глубокие размывы толщ первого слоя).

Дифференцированные по направлению, амплитуде и типу движения происходили на фоне общего углубления в позднем мезозое и кайнозое океанского дна, что подтверждается разрезами скважин, пробуренных на океанической плите.

ЕВРАЗИЙСКАЯ ОБЛАСТЬ СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА

Данная область представляет собой структурное продолжение Арктической Атлантики. Она включает срединно-океанический хребет Гаккеля и две разделяемые им океанические котловины: Нансена (на юге) и Амундсена (на севере).

Хребет Гаккеля протягивается на расстояние 2000 км при ширине гребневой зоны 200 км. Высота его редко превышает 1000 м. По середине хребта проходит рифтовая зона, состоящая из эшелонированных отрезков, разделенных поперечными разломами-сдвигами. С осевой полосой связана также сейсмическая зона, которая уходит в район дельты Лены и дальше в глубь материка. Тепловой поток превышает 3 м ккал/см². Мощности отложений, особенно на склонах хребта, значительные и достигают 1000 м и более. Пологий склон хребта осложнен многочисленными подводными горами вулканического происхождения. По своему типу хребет Гаккеля относится к категории срединных хребтов Атлантического океана.

Расположенная между хребтами Гаккеля и Ломоносова котловина Амундсена представляет наиболее глубокую часть Северного Ледовитого океана; ее средняя глубина 4200 м. Мощность осадочных отложений 2—3 км, причем у хребта Ломоносова она больше. Наиболее вероятно, что здесь распространены терригенные и вулканогенно-терригенные комплексы, подобные отложениям краевых морей, а возможно, также и гемипелагические и турбидитные, свойственные океанам.

Котловина Нансена, примыкающая к материковому склону, имеет среднюю глубину 3800 м. Мощность отложений здесь выше и достигает 4000 м, причем у евразийского шельфа, откуда происходит большой вынос обломочного материала, она увеличивается. По общей геологической ситуации здесь, так же как и в котловине Нансена, нужно ожидать распространения терригенных и вулканогенных формаций окраинных морей и гемипелагических и турбидитных комплексов океанов. Иными словами, в обеих котловинах имеет место смешение формационных признаков краевых морей и океанов, что в сочетании с увеличенными мощностями отложений отражает специфику Евразийской области Северного Ледовитого океана, которая возникла в результате мощного деструктивного процесса в земной коре лишь в раннем кайнозое (около 60 млн. лет назад). Здесь вторичное океанообразование находится еще в относительно ранней стадии [Пущаровский, 1976]. Хребет Гаккеля во всей этой системе представляет наиболее молодое образование. Его можно рассматривать как очень пологую складку, возникшую вследствие сближения крупных литосферных блоков Западной и Восточной Арктики в зоне разграничивающего их тек-

тонического шва. По существу, только зона хребта Гаккеля характеризуется океаническим типом строения коры; земную кору под котловинами Нансена и Амундсена справедливее относить к субокеаническому типу.

ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ НОРВЕЖСКО-ГРЕНЛАНДСКОГО БАССЕЙНА АТЛАНТИКИ

В рамки Тектонической карты Северной Евразии входит лишь небольшая часть Норвежско-Гренландского бассейна, примыкающая к континентальному склону Скандинавии. Ян-Майенская зона разломов северо-западного простирания разделяет Лофотенскую (на севере) и Норвежскую (на юге) глубоководные котловины, которые лежат на глубинах более 3000 м и имеют океанический тип строения коры. С востока в зону их раздела вдается блок Вёринг, представляющий собой глубоко погруженный в океан (от 1000 до 2500 м) фрагмент континентальной окраины. В его средней части проходит крупный разлом, выраженный в рельефе уступом [Тальвани, Элдхолм, 1978]. К юго-востоку от него в пределах погруженного шельфа происходит быстрое увеличение мощности осадочных комплексов, образующих крыло крупного и глубокого седиментационного бассейна. Очень скоро мощность достигает 8 км, а в центральной части бассейна доходит до 9 км. М. Тальвани и О. Элдхолм считают, что отмеченный бассейн, вероятно, входит в единую зону с осадочным бассейном Северного моря. Но к северо-западу от уступа развит лишь тонкий покров неконсолидированных или слабо консолидированных осадков.

В образовании субарктической Атлантики определяющее значение имели кайнозойские процессы тектонической деструкции. Блок Вёринг — фрагмент континентальной коры (вероятно, измененной), втянутой в океанообразование, а Лофотенская и Норвежская котловины — кайнозойские вторичные океанические впадины, возникшие в результате сложного процесса раскрытия Норвежско-Гренландского бассейна Атлантического океана.

ОБЛАСТЬ БИСКАЙСКОГО ЗАЛИВА

Эта область включает Бискайский залив и прилежащую часть Атлантики. О строении коры в океанической части можно судить по разрезу подводного хребта Горриндж [Auzende et al., 1978], расположенного к юго-западу от южного окончания Португалии. Длина хребта — 250 км, ширина — 100 км. Это поднятый на 10 км блок океанической мантии и коры, имеющий горст-антиклинальный характер. Его крылья осложнены ступенчаты-

ми сбросами. При детальном драгировании вершин хребта было установлено, что его ядро сложено серпентинитами (в значительной мере гарцбургитами), поверхность которых наклонена на восток под углом 20°. Серпентиниты, принадлежащие верхней мантии, несогласно перекрыты современными илами и консолидированными отложениями кайнозоя и низов мела (баррем — апт), что подтверждается глубоководным бурением. Мощность осадочных отложений, выполняющих неровности в рельефе, около 1000 м.

Выше серпентинитов, отделяясь переходной зоной, лежат габброиды, падающие в том же направлении и пронизанные долеритовыми дайками, а затем базальты второго слоя, сменяющиеся осадочными отложениями первого слоя. Как можно видеть, это — типичная стратиграфическая последовательность в океанической коре.

Если в описанном районе речь шла о крупноамплитудном поднятии океанского дна, то в районе Северной Португалии глубоководное бурение установило опускание дна на 4—4,5 км. Так, буровая скважина, заложенная в подножии материкового склона на глубине 3890 м и пробурившая 1740 м, обнаружила в низах разреза мелководные отложения, отвечающие по возрасту середине мела. В целом для прилегающей к Бискайскому заливу части Атлантики характерны сложные тектонические движения, относящиеся к меловому периоду. К тому же времени относится и основная фаза раскрытия Бискайского залива. Поперечный профиль глубоководных скважин, пробуренных в середине северного континентального склона до глубины более 4 км, показывает, что опускание всей этой полосы, вызванное, как можно думать, растяжением коры в осевой зоне залива, началось в середине мела.

Меловые отложения абиссальной равнины (данные скважин) в Бискайском заливе представлены главным образом карбонатными илами, мелом, мергелистым мелом, а также черными сланцами, причем между апт-альбскими отложениями и кампан-маастрихтскими обнаружен перерыв. В кайнозойской части разреза, сложенной в большей части глубоководными турбидитными и гемипалагическими комплексами, также имеются перерывы. Внутренняя структура центральной части абиссальной равнины сложная [Монтадер и др., 1978]. Здесь имеются поднятия, перекрытые маломощными отложениями (сотни метров), и впадины, где турбидиты достигают 3500 м мощности.

Приведенный здесь обзор тектоники океанических областей позволяет отметить, что строение и структурное развитие земной коры, находящейся в настоящее время на океанической стадии ее эволюции, очень существенно отличаются в разных районах Мирового океана. Сложная тектоническая мозаика континентальной коры хорошо известна. Теперь выясняется, что и океаническая кора тектонически сложна и разнородна.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Составление Тектонической карты Северной Евразии и анализ особенностей формирования на ее территории континентальных кор разного возраста позволили выявить некоторые важные закономерности, которые могут иметь общий характер. Рассмотрим некоторые из них.

О МЕХАНИЗМЕ ФОРМИРОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

Прежде всего очевидно, что генеральным процессом развития земной коры является процесс трансформации коры океанического типа в кору континентальную. Этот процесс происходит в течение всей обозримой геологической истории Земли — от раннего архея до настоящего времени. Однако сам ход этого процесса на заре геологической истории нашей планеты и в более позднее время (с протерозоя) несколько менялся.

На самых ранних этапах развития Земли существенное значение имело формирование обширных участков развития протометаморфического слоя. Последний представлял собой сложное сочетание пород первичной мантии, земной коры гранулит-базитового состава, продуктов их размыва и обширных площадей, сложенных тоналит-трондьемитовыми ассоциациями («серые гнейсы»). Геохимические особенности последних с несомненностью свидетельствуют о том, что по крайней мере многие из них представляют собой кислые (плагиогранитные) деривaты архейской мантии. Эти участки протометаморфического слоя, возникшие уже в архее, являлись прообразами будущих континентальных массивов. Они также подвергались рифтогенезу, в результате чего возникали некоторые типы зеленокаменных поясов позднего архея и раннего протерозоя, многие из которых, видимо, подстилались породами архейского меланократового фундамента.

Как показывают геологические исследования южной окраины Сибирской платформы, уже в раннем протерозое протоконтинентальные блоки соседствовали с обширными пространствами океанического типа, вдоль зоны сочленения которых формировались толщи, сходные с современными формациями шельфов, континентальных склонов и подножий.

Процесс формирования дорифейской континентальной коры завершился калиевой гранитизацией, метасоматозом и внедрением калиевых гранитов, которые и создали первые в истории Земли материковые массивы. Несомненно, что первые источники К в земной коре были мантийными, но нам предстоит еще думать о том, как происходила миграция К в общем круговороте вещества за длительное время формирования континентов.

Можно предполагать, что участки первозданного метаморфического слоя занимают значительную по объему часть коры древних платформ.

Формирование дорифейской континентальной коры, вероятно, происходило в основном за счет дифференциации мантийного материала, т. е. тем способом, который мы называем автохтонным, но это не означает, что при формировании дорифейской континентальной коры отсутствовали процессы тектонического скучивания.

В дальнейшей истории формирования континентальных кор (начиная с рифея) уже четко различаются два механизма их формирования: автохтонный и аллохтонный.

Под автохтонным способом формирования коры мы понимаем такой механизм, при котором гранитно-метаморфический слой формируется за счет метаморфизма и гранитизации формаций океанической и переходной стадий. Этот процесс невозможен без необычайно длительного, многократного скучивания (неоднократного тектонического сдваивания, складчатости) горных пород, причем в скучивании принимает участие как большое количество терригенных пород, образовавшихся при сносе материала с уже существовавших континентальных масс, так и пород океанической коры. Необходимо иметь в виду, что под термином «автохтонный способ формирования земной коры» мы понимаем автохтонность вещества формирующейся континентальной коры.

В наиболее полном виде такой процесс устанавливается для девонской коры Центрального Казахстана и Алтае-Саянской области. Формирование коры здесь происходило путем последовательного, очень длительного становления гранитно-метаморфического слоя, которое началось еще в рифее и закончилось только к девону. Тектоническое скучивание и динамометаморфизм, сопровождавшие этот процесс, проявлялись неоднократно, начинаясь еще в океаническую стадию развития (Кузнецкий Алатау, Тува). В результате такого скучивания образуется утолщенная океаническая кора, на которой (иногда со структурным несогласием) продолжается формирование формаций океанического типа. Еще более сложен процесс тектонического скучивания в переходную стадию. Он сопровождается резкими структурными перестройками (например, предаренигская перестройка в Центральном Казахстане) и появлением вторичных зон растяжения. Во времени она оказалась весьма

растянута (местами от середины кембрия до позднего силура). Для нее характерно широкое распространение терригенных комплексов типа комплексов внутренних и краевых морей. Вулканические формации им явно подчинены. В конце (а иногда и в течение всей переходной стадии) происходит массовый метаморфизм и плагиогранитизация, образуются громадные автохтонные плутоны гранодиорит-плагиогранитного ряда (комплексы-показатели становления гранитно-метаморфических слоев).

Механизм тектонического скучивания в областях с автохтонным гранитно-метаморфическим слоем пока не ясен. Несомненно лишь, что, помимо складчатости, широко распространены ранние (доскладчатые) тектонические покровы, приводящие к многократному сдваиванию пород океанической и переходной стадий.

Участки с ранним становлением гранитно-метаморфического слоя обычно надвигаются на смежные области с субокеанической корой, и на их краях нередко формируются небольшие островодужные вулкано-плутонические пояса, выделенные на карте в рамках комплексов-показателей становления гранитно-метаморфических слоев.

Многократность тектонического скучивания эвгеосинклинальных серий и мощные призмы терригенных образований, содержащих переотложенный материал древних континентальных масс, по-видимому,— обязательные признаки структур с автохтонным гранитно-метаморфическим слоем. Это позволяет думать, что новообразованный гранитно-метаморфический слой связан (хотя бы частично) с дифференциацией вещества в результате аллохимического метаморфизма и палингенеза. Тем не менее несомненно, что в процессе формирования гранитно-метаморфического слоя принимают участие кислые дифференциаты ювенильного происхождения.

Возникшие таким образом зоны с новообразованным гранитно-метаморфическим слоем автохтонного типа превращаются в континентальную кору только в определенные глобальные эпохи активизации тектонических движений. Во время этих эпох зоны с возникшими гранитно-метаморфическими слоями, а также фрагменты чужеродной континентальной коры стягиваются в сплошной континентальный массив, испытывающий горообразование. Последующая калиевая гранитизация и гранитный плутонизм спаивают этот массив в единое целое.

Такой механизм образования континентальной коры всегда сопровождается крупномасштабными явлениями пододвигания, т. е. возникновением генерального наклонного срыва по глубоким горизонтам земной коры, который зарождался на границе океанической и вновь образующейся континентальной кор и полого уходил под континент. В результате такого полого пододвигания океанической коры под образующуюся континенталь-

ную происходило частичное сдваивание комплексов пород базальтового слоя, и в подошве новообразованной континентальной коры возникали базальтовые корни. Над подобными пологими зонами поддвига формировались краевые вулкано-плутонические пояса, одновозрастные верхним молассам (комплексам-показателям становления континентальной коры), с которыми они ассоциируют.

Необходимо подчеркнуть важную особенность образования рассматриваемых глубинных срывов (глубинных надвигов и поддвигов), четко выступающую при анализе Тектонической карты Северной Евразии. Хотя такие срывы зарождаются на границе океанической и формирующейся континентальной кор, тем не менее и вкрест простирания, и по простиранию по мере дальнейшего развития они всегда выходят за пределы участков новообразованной континентальной коры, следуя границе океан — континент независимо от возраста коры на краях континента. Именно поэтому процессы становления континентальной коры в краевых частях материков всегда сопровождаются не только орогенной, но и вулкано-плутонической активизацией соответствующих участков древней континентальной коры. Причем эта активизация проявляется не только в направлении к внутренним частям континентов, но и по простиранию их окраин.

Из всего сказанного вытекает, что вулкано-плутоническая и орогенная активизация древних континентальных кор материков являются неотделимой частью процесса формирования новой континентальной коры.

При аллохтонном способе формирования коры происходит тектоническое совмещение комплексов палеоокеанической структуры с гранитно-метаморфическими образованиями более древней континентальной коры. Значительная масса «гранитного» слоя в этом случае сложена древними метаморфидами, в той или иной мере ремобилизованными.

Складчатые системы с аллохтонным гранитно-метаморфическим слоем характеризуются редуцированной переходной стадией, для которой типичны преимущественно флишевые формации разного типа с олистостромами и своеобразные вулканогенно-осадочные комплексы. В структурном отношении такие системы характеризуются широким развитием крупных доскладчатых тектонических покровов нескольких генераций.

Существуют два способа аллохтонного появления гранитно-метаморфического слоя — пододвигание континентальных блоков под породы меланократового фундамента океанической и переходной стадий (или, что то же,— надвигание последних на континентальные окраины) и надвигание блоков древних метаморфид на океаническую кору с вероятным их скольжением по поверхности меланократового основания.

В первом случае эвгеосинклинальные серии оказываются выдавленными на более древние кристаллические массы (обдукция). В пределах палеоокеанической структуры над тектоническим «клином» метаморфид образуются своеобразные морские вулканогенно-осадочные комплексы, для которых характерны субщелочные (калиевой специализации) базальтоиды и андезито-базальты (и их туфы) с подчиненным количеством трахилипаритов и трахитов (восточный склон Урала). Осадочная составляющая этих комплексов — песчаники, рифогенные известняки, олистостромовые образования. Время появления таких комплексов отвечает возникновению аллохтонного гранитно-метаморфического слоя в соответствующих частях палеоокеанических структур, а сами они представляют собой гомологи комплексов-индикаторов формирования автохтонного гранитно-метаморфического слоя и на карте объединены с ними в одну рубрику. В тыловых частях пододвигающихся блоков древнего гранитно-метаморфического слоя иногда возникают локальные зоны раздвигания, в которых обнажается базальтовый слой, формируются серии параллельных даек и проявляется базальтоидный вулканизм. Флишевые комплексы в рассматриваемом случае имеют грауваккoвый состав, что связано с размывом надвигающихся пластин океанической коры.

Пододвигание континентальной коры под палеоокеаническую структуру резко усиливается во время глобальных эпох тектонической активности, что приводит к возникновению новой континентальной коры. Этот процесс сопровождается ремобилизацией гранитного вещества из древнего гранитно-метаморфического комплекса и формированием громадных плутонов калиевых гранитов (комплексы-показатели возникновения континентальной коры, сформировавшейся аллохтонным способом). Параавтохтонные древние метаморфиды и связанные с ними осадочные формации в результате последующей деформации и денудации могут быть выведены на поверхность, образуя бóльшие или мéньшие фрагменты внутри палеоокеанических структур. Рассмотренный выше механизм наиболее характерен для таких складчатых поясов, как Урал и Южный Тянь-Шань.

Другой вариант аллохтонного механизма, выразившийся в надвигании древних кристаллических масс на палеоокеаническую структуру, в наиболее типичном виде проявился в Альпийском поясе Средиземноморья.

Начальный этап переходной стадии при этом способе формирования земной коры связан со скучиванием океанической коры и образованием «зародышей» островных дуг. Этому времени отвечает формирование андезито-базальтовых, иногда гипертолеитовых (о-в Кипр, Сирия) и олистостромовых серий. Окончательное замыкание океанического бассейна происходит во время столкновения континентов, когда над пододвигающимся кристаллическим массивом возникают флишевые и олистостромо-

вые комплексы, возраст которых определяется временем надвигания аллохтонных масс, а состав часто зависит от состава этих аллохтонов. По краям надвигающихся аллохтонных массивов образуются небольшие вулкано-плутонические пояса, ассоциирующие с нижними молассами (комплексы-показатели становления гранитно-метаморфического слоя). Эти пояса имеют в каждом конкретном случае такую же поперечную зональность, которая отмечалась для вулкано-плутонических поясов областей с автохтонной континентальной корой. Однако в рассматриваемом случае возникает много по-разному ориентированных и несколько различающихся по возрасту частных вулкано-плутонических поясов, распределенных в пределах складчатой системы очень неравномерно.

В процессе горизонтального движения аллохтонные блоки гранитно-метаморфического слоя могут раскалываться. Возникающие при этом зоны частного раздвигания заполняются флишем и вулканическими сериями базальтового и андезито-базальтового состава, иногда с субщелочным уклоном.

Окончательное перекрытие палеоокеанической структуры аллохтонными массами, сопровождающееся общим тектоническим сжатием и складчатостью, фиксирует момент становления континентальной коры. Показателями возникновения такой коры в данном случае являются многочисленные ареалы вулкано-плутонических комплексов, ассоциирующих с верхними молассами, которые заполняют внутренние впадины. Гранитный плутонизм развит локально.

Аллохтонный механизм становления коры обоих типов всегда приводит к резкому нарушению изостатического равновесия и формированию протяженных горных сооружений, обрамленных краевыми прогибами. Краевые прогибы — один из характернейших структурных элементов складчатых систем с континентальной корой, сформировавшейся аллохтонным способом.

Анализ истории развития любой складчатой области показывает, что формирование континентальной коры происходит, как правило, в результате сочетания различных механизмов. Однако их относительная роль различна, что и определяет специфику строения и магматизма каждой складчатой области.

Нетрудно заметить, что основные моменты формирования континентальной коры Северной Евразии совпадают с традиционно выделяющимися эпохами складчатости: карельской, байкальской, каледонской, герцинской, киммерийской, ларамийской, альпийской. Но это совпадение является значимым только в том случае, если под складчатостью понимать не одни лишь складчатые деформации, а существенно более полный процесс, включающий в соответствии с разработками советской тектонической школы глубокую консолидацию территории в результате совместно действующих процессов деформации, магматизма и метаморфизма. При составлении Тектонической карты Северной

Евразии выяснилось, что этот процесс превращения эвгеосинклинальных зон в участки с корой континентального типа немыслим без доминирующей роли горизонтальных перемещений крупных блоков литосферы. Что касается явлений складчатости как таковой, т. е. смятия слоев в складки, образования надвигов и тектонических покровов, то они могут протекать практически на любой из стадий формирования континентальной коры, зачастую захватывая лишь поверхностный чехол осадков и не вызывая коренных изменений глубинной структуры. Известны складчатые деформации в современных океанах, на океанических склонах островных дуг; складчатыми во многих случаях оказываются чисто эпиконтинентальные, платформенные толщи, особенно тогда, когда они оказываются в форланде перед растущим складчатым сооружением. Естественно, что наиболее интенсивные складчатые деформации свойственны периодам столкновения и спаивания континентальных блоков и различных участков гранитно-метаморфического слоя между собой, т. е. именно тем периодам времени, когда происходит окончательное оформление новых областей континентальной коры в виде единых материковых масс.

ФОРМИРОВАНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ И ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ПРОЦЕСС

Новая концепция формирования континентальной земной коры в складчатых зонах, разрабатываемая с мобилистических позиций, неизбежно должна определить свое отношение к одному из крупнейших достижений теоретической тектоники второй половины XIX и первой половины XX вв. — учению о геосинклиналях.

Развиваемая нами концепция отнюдь не отрицает и не может отрицать прежних достижений геосинклинальной теории, но развитие геологии в течение последних десятилетий протекает столь быстро, что приходится коренным образом менять наши, казалось бы, незыблемые представления. Геологическая наука обогатилась огромным арсеналом знаний о геологической структуре, составе и истории развития океанической земной коры, получила много данных о строении и физических свойствах глубинных зон земной коры и мантии, установила принципиально новые факты о движениях земной коры и мантии и т. д. Теперь, например, известно, что многие эвгеосинклинальные зоны имеют в своем основании кору океанического типа и что блоки и пластины коры и мантии обладают большой латеральной и вертикальной неоднородностью. Это вызывает их необычайно высокую мобильность. В сущности, общим для двух упомянутых концепций остается главное — доказательство того, что континентальная кора является продуктом преобразования коры океани-

ческой (симатическая), но механизм и геологическая история этого процесса в той или другой концепции представляются совершенно по-разному.

В теории геосинклиналей, в том ее виде, в каком она существовала до эпохи интенсивного изучения современных океанов, как известно, выделялись геосинклинали, геосинклинальные системы, области и пояса, а в их пределах — мио- и эвгеосинклинальные структуры. При этом первые из них располагались, как правило, в зоне сочленения платформ и эвгеосинклинальных областей. В последних выделялись эпохи инициального, синорогенного и субсеквентного магматизма. Нетрудно видеть, что предлагаемая в настоящей работе стадийность, по существу, не отрицает, а лишний раз подтверждает эти общие закономерности, выявленные в ходе детальных исследований многочисленных складчатых зон континентов. Нет никакой необходимости отказываться от предшествующих достижений теоретической тектоники, тем более, что они легко увязываются друг с другом. Так, например, понятие эвгеосинклиналь включало в себя те структуры, которые мы выделяем сейчас в качестве палеоокеанических областей, с их собственно океаническими формациями, тектоническими формами и фрагментами древних континентальных кор (срединные массивы). Сосуществующие с ними пассивные окраины континентов (континентальные склоны и подножия) соответствуют понятию миогеосинклинальных зон.

Офиолитовый комплекс океанов ранее включался в инициальные магматические серии, которые служили основой при выделении эвгеосинклиналей. Магматизм переходной стадии в пределах островных дуг и окраинных морей выделялся под названием синорогенного магматизма. Наконец, позднеорогенный период развития геосинклинальных областей с характерным для него горообразованием, формированием мощных молассовых толщ и субсеквентным магматизмом отвечает началу континентальной стадии развития земной коры.

На примере изучения большинства складчатых зон мы видим, что общая геодинамическая обстановка растяжения, характерная для океанов на определенном этапе их развития, сменяется более сложной геодинамической картиной, когда наряду с отдельными локальными зонами растяжения существуют зоны сжатия — тектонического скучивания, в пределах которых идет интенсивное формирование ранних гранитно-метаморфических слоев.

Нетрудно видеть, что этот рубеж совпадает с выделенной нами переходной стадией развития. Часто мы видим, что структуры, находящиеся в переходной стадии развития, по латерали замещаются океаническими структурами (переходные зоны активного типа или активные окраины). Сложнее обстоит дело с окраинами атлантического типа (пассивные окраины), которые развиваются как во время океанической, так и во вре-

мя переходной стадии. Однако смена стадий происходит не только по латерали, но и по вертикали. Изучение многих складчатых зон показывает, что в их пределах на породах океанической коры во время ее эволюции возникают системы островных дуг и краевых морей, которые многими и считаются геосинклинальными поясами.

В Тетисе мы имеем более сложную картину, когда вдоль его северного края очень рано возникают системы островных дуг и красвых морей, а на юге длительное время существует пассивная окраина.

Таким образом, мы должны признать существование трех основных типов структур земной коры: океанов; краевых морей и островных дуг (или геосинклинальных поясов); континентов. Первые из них являются областями формирования и развития океанической коры, вторые — местом ее преобразования в кору континентального типа, а третьи — местом дальнейшего развития коры континентального типа, сопровождающегося иногда ее раскалыванием.

Совершенно ясно, что первым соответствует океаническая стадия развития земной коры, вторым — переходная, а третьим — континентальная и в случае деструкции — рифтогенная. Конечно, сам процесс формирования континентальной коры, хотя в целом и направленный, является достаточно сложным и внутренне противоречивым. Мы видели на конкретных примерах, что в переходную стадию развития возникают отдельные вторичные зоны растяжения с вскрытием меланократового фундамента, но это все лишь отдельные частности на фоне в общем направленного процесса.

Хотя на карте меланократовый фундамент океанической коры геологического прошлого показан как единое целое и история океанической коры современных океанов не рассмотрена, мы принимаем, что в истории океанической коры, как и континентальной, также имеют место и явления скучивания, и явления деструкции, в том числе крупномасштабный спрединг, сопоставимый с дрейфом континентов и синхронный ему.

Конечно, предлагаемая схема достаточно идеализирована. Очевидно, вполне вероятны случаи, когда рифтогенез континентальной коры не приводит к формированию широких океанических пространств — океанов в собственном смысле этого слова. В этом случае на меланократовом основании не будут накапливаться типичные формации океанической стадии. Здесь в основном будут формироваться достаточно мощные толщи из продуктов размыва смежных континентальных блоков, чередующиеся иногда с глубоководными осадками и сопровождающиеся щелочным магматизмом.

Таким образом, проведенное нами исследование заполняет пробел, уже давно возникший в теоретической тектонике: как увязать крупнейшие современные структуры Земли — океаны и

континенты — со структурами, выделявшимися до этого под названием геосинклинальных систем, поясов или областей.

Мы пытались показать, что это единый сосуществующий ряд структур, возникающих и разрушающихся в процессе направленного прерывистого преобразования коры океанического типа в кору континентальную. Принимая геосинклинальный процесс как процесс преобразования коры океанического типа в кору континентальную, мы понимаем под этим сложное сочетание движений внутри коры и мантии, процессов магматизма и метаморфизма, приводящих к вещественному преобразованию и латеральному перераспределению различных горизонтов земной коры и образованию в конечном счете ее трехслойной модели с выдержанным гранитно-метаморфическим слоем.

При таком подходе нам кажется логичным под геосинклинальной стадией развития понимать тот этап истории какого-либо конкретного участка нашей планеты, во время которого происходит формирование гранитно-метаморфического слоя.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ И СТАНОВЛЕНИЕ ЕВРАЗИЙСКОГО КОНТИНЕНТА

Анализ особенностей пространственного размещения и соотношений разновозрастных континентальных кор и участков с разновозрастными гранитно-метаморфическими слоями внутри них показывает резкую дискордантность тектонических структур. Эта дискордантность отчетливо видна и в современных соотношениях структур Евразиатского континента и окружающих его океанических пространств, и в соотношении структур некоторых глубоководных впадин, краевых и внутренних морей с примыкающими к ним структурными зонами суши. На карте Северной Евразии она также отчетливо видна вдоль края глубоководных желобов в северо-западной части Тихоокеанского пояса. Иными словами, на карте четко вырисовывается дискордантность между структурными формами, возникающими в океаническую, переходную и континентальную стадии. Эта дискордантность при ведущей роли горизонтальных движений во время формирования земной коры континентального типа не может быть объяснена с позиций новой глобальной тектоники, которая подразумевает крупные горизонтальные перемещения мощных литосферных плит по поверхности астеносферы, при которых блоки коры континентального типа как бы «припаяны» к верхней мантии. В связи с наблюдаемой дисгармонией мы должны прийти к выводу, что она возникла в результате дифференцированных горизонтальных движений внутри литосферы.

Очевидно, в наиболее общем случае чем меньше размеры перемещаемого блока, тем на более высоком уровне происходят его смещения. Как мы видели ранее, такие же выводы получа-

ются и при воссоздании истории развития многих (если не всех) складчатых зон. В частности, анализ истории развития складчатых зон показывает, что образование многих краевых морей происходило при рифтогенезе, при этом раздвиг осуществлялся по поверхности, близкой к сейсмической границе «М».

Все это заставляет нас предполагать достаточно сложную картину перемещения масс горных пород в процессе становления континентального массива Северной Евразии.

Евразия в отличие от всех других континентов является составным континентом, образовавшимся на протяжении фанерозоя в результате последовательного сближения, столкновения и спаивания отдельных более мелких континентов, ныне образующих единую материковую массу. В Евразии складчатые пояса с включенными в них офиолитовыми комплексами — остатками прежней океанической коры — протягиваются главным образом не по окраине континента, как, например, в Северной Америке или Австралии, а внутри него, рассекая материк на крупные глыбы древних платформ, каждая из которых отвечает самостоятельному континенту геологического прошлого. Формирование складчатых поясов, таким образом, отмечает время сближения и соединения между собой отдельных континентов, ныне разделенных этими поясами. Геологические, палеомагнитные и палинспастические материалы позволяют в первом приближении восстановить картину создания Евразиатского материка на протяжении позднего докембрия и фанерозоя.

В позднем докембрии и раннем палеозое существовала серия разобщенных сравнительно небольших континентов и микроконтинентов, отвечавших либо древним платформам, либо фрагментам континентальной коры: Восточно-Европейский, Сибирский, Китайский, Таримский, Центрально-Казахстанский, Западно-Европейский, а также Северо-Американский. Все они располагались в тропическом поясе. Эти многочисленные континенты противопоставляются суперконтиненту Гондване, который занимал бóльшую часть южного полушария.

Между Восточно-Европейским и Северо-Американским континентами простирался океан Япетус, остатки океанической коры которого представляют собой офиолиты Каледонско-Аппалачского складчатого пояса. Сибирский континент был отделен от Восточно-Европейского и Гондваны Азиатским палеоокеаном. Позднедокембрийские и раннепалеозойские офиолиты Центрально-Азиатского складчатого пояса являются надежными свидетелями существования этого океана. Внутри Азиатского палеоокеана находились микроконтиненты, реконструируемые на месте фрагментов континентальной коры Центрального Казахстана, Монголии и Тарима. Учитывая широкое развитие раннепалеозойских комплексов переходной стадии, можно заключить, что по краям океанов формировались вулканические островные дуги.

К началу девона произошли существенные изменения (рисунок, *а*). В результате сближения Восточно-Европейского и Северо-Американского континентов появился единый континент Еврамерика, а северная часть океана Япетус полностью закрылась. Сибирский континент нарастился с юга за счет припаивания как отдельных фрагментов древней коры, так и обрамлявших его островных дуг. Центрально-Казахстанский микроконтинент значительно увеличился в размерах главным образом в результате формирования новых площадей гранитно-метаморфического слоя в островных дугах. Еврамерика отделялась от Гондваны океаном Палеотетис, а от Северного и Казахстанского континентов — Уральским океаном. Океан Палеотетис в значительной мере был унаследован от раннепалеозойских океанов, тогда как Уральский океан был новообразованным. Следы среднепалеозойских океанических бассейнов сохранились в офиолитах Корнуэлла, Южных Альп, Ирана, Урала, Тянь-Шаня, Южной Монголии. Значительные преобразования, происшедшие к началу девона, обусловили формирование обширных площадей девонской континентальной коры в Северо-Западной Европе, Казахстане, Алтае-Саянской области и в Северной Монголии. Закрытие океанических бассейнов сопровождалось складчатостью, перемещением шарьяжей, интрузиями гранитоидов и метаморфизмом, обычно относимыми к каледонской складчатости.

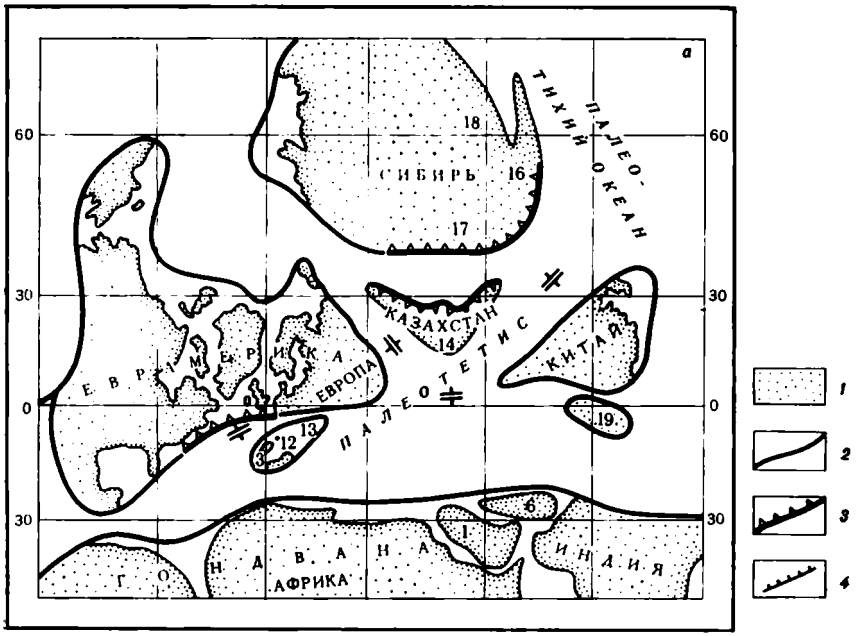
В среднем-позднем девоне и раннем карбоне основная тенденция в развитии заключалась в стягивании континентов в единую континентальную массу (см. рисунок, *б*). К позднему карбону произошло соединение Сибирского континента с Восточной Европой (и со всей Еврамерикой). Одновременно Казахстанский континент и микроконтиненты Западной Европы и Средней Азии причленились к Еврамерике и Сибири. В это время впервые наметился остов современной Северной Евразии, которая в то время входила в состав Лавразии. Среднепалеозойские океанические бассейны оказались полностью закрытыми. К южному краю Еврамерики присоединилась Гондвана. Все крупные континенты Земли спаялись в единую Пангею. Герцинская эпоха

Палинспастические реконструкции расположения континентов Евразии и сопредельных материков, по Л. П. Зоненшайну и А. М. Городницкому [1977] с изменениями. Все реконструкции привязаны к палеомагнитным широтам

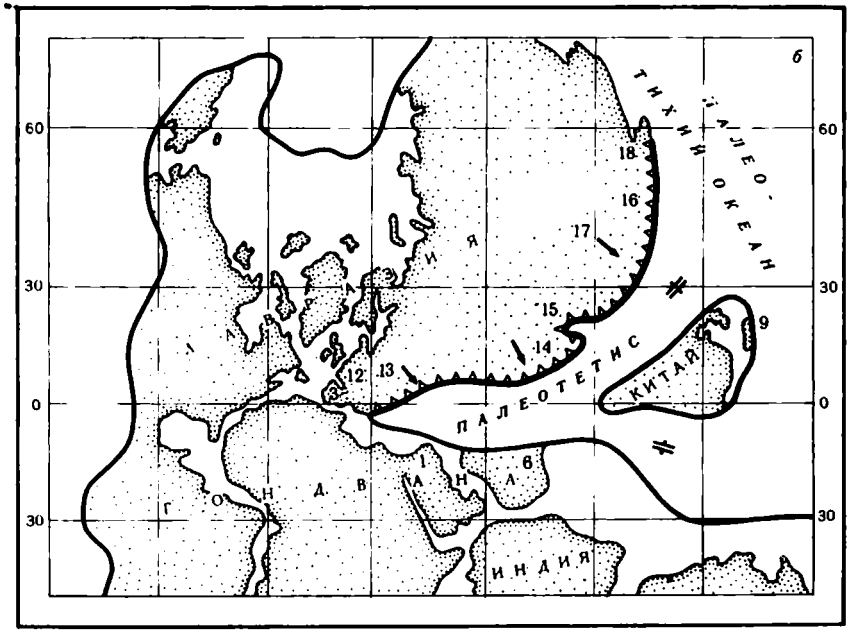
а — средний девон; *б* — поздний карбон — ранняя пермь; *в* — средняя юра; *г* — поздний мел. Карты даны в проекции Меркатора

1 — континенты в пределах современной суши; *2* — границы континентов; *3* — активные континентальные окраины; *4* — островные дуги. Стрелками показано направление относительных движений блоков литосферы

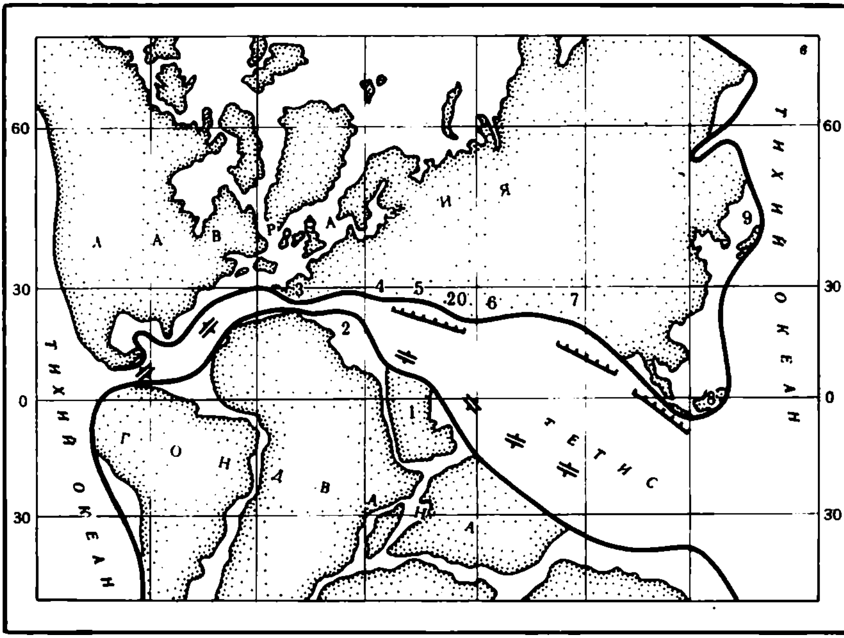
Цифрами на схемах обозначены полуострова: 1 — Аравийский, 2 — Апеннинский, 3 — Пиренейский, 4 — Балканский; 5 — Малая Азия, 6 — Иран, 7 — Тибет, 8 — Сулавеси, 9 — Япония; массивы: 10 — Омолонский, 11 — Родопский, 12 — Центрально-Французский, 13 — Чешский; 14 — Тянь-Шань, 15 — Центральный Казахстан, 16 — Монголия, 17 — Алтае-Саянская область, 18 — Забайкалье, 19 — Индокитай, 20 — Кавказ (см. стр. 205, 206)

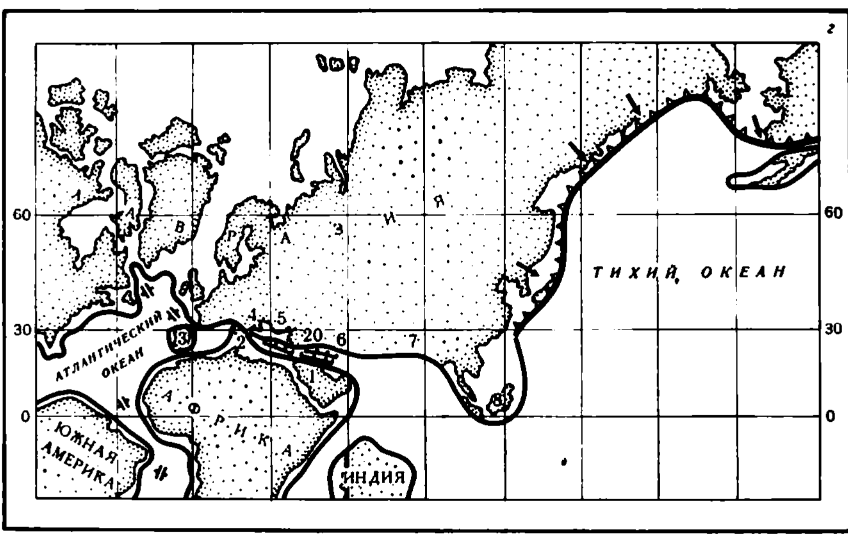

а
60
30
0
30
60
18
16
17
СИБИРЬ
ТИХИЙ ОКЕАН
ПАЛЕО-
КАЗАХСТАН
14
ЕВРАЗИЙСКАЯ
ЕВРОПА
ПАЛЕОТЕТИС
КИТАЙ
19
13
12
6
1
ГОНДВАНА
АФРИКА
ИНДИЯ
1
2
3
4

D_2


б
60
30
0
30
60
18
16
17
ТИХИЙ ОКЕАН
ПАЛЕО-
15
14
9
12
13
ПАЛЕОТЕТИС
КИТАЙ
ГОНДВАНА
ИНДИЯ

C_3-P_1


в
ЛАВРАЗИЯ
ГОНДВАНА
ТЕТИС
ТИХИЙ ОКЕАН
ТИХИЙ ОКЕАН
60
30
0
30


г
ЛАВРАЗИЯ
ТИХИЙ ОКЕАН
АТЛАНТИЧЕСКИЙ ОКЕАН
АФРИКА
ЮЖНАЯ АМЕРИКА
ИНДИЯ
60
30
0

K_2

складчатости, проявившаяся на обширных территориях Европы и Азии и сопровождавшаяся образованием крупнейших массивов гранитов и высокотемпературным метаморфизмом, как полагают некоторые исследователи, является прямым следствием сближения и столкновения континентов. Точно так же формирование новых площадей континентальной коры к позднему палеозою можно уверенно поставить в зависимость от соединения континентов. Среди других континентов особняком располагался лишь Китайский континент. Одновременно с закрытием среднепалеозойских океанических бассейнов в раннем карбоне оформился новый океан — позднепалеозойский Палеотетис. Офиолиты Внутренней Монголии, Солонкерской зоны Южной Монголии, Северного Памира, Гиссара, Ближнего Востока трассируют положение этого океана. Позднепалеозойский Палеотетис своей западной частью разделял Лавразию и Гондвану, а на востоке расщеплялся на две ветви — северная протягивалась между Лавразией и Китайским континентом, а южная — между Китайским континентом и Гондваной.

С раннего мезозоя началась новая тенденция в развитии, заключавшаяся в расколе Пангеи и прежде всего суперматерика Гондваны, бывшего единым на протяжении всего палеозоя. В триасе возник мезозойский океан Тетис (см. рисунок, *в*). Практически повсеместно он был новообразованным. Он заложился параллельно Палеотетису, но к югу от него. По мере открытия Тетиса происходило закрытие Палеотетиса. В конце триаса и начале юры Китайский континент, а также некоторые микроконтиненты внутри Тетиса столкнулись с южным краем Лавразии и причленились к ней. В результате возникли новые области раннемезозойской континентальной коры. Океан Тетис в целом расширялся на протяжении юры и начала мела. Этот субширотный океан вновь разделил Лавразию и материки Гондваны. В поздней юре — раннем мелу произошло закрытие западной части Тетиса, связанное с расколом Гондваны и раскрытием Южной Атлантики и Индийского океана. Восточная часть Тетиса замкнулась в позднем мелу в результате столкновения континентальных масс Гондваны и Лавразии (см. рисунок, *г*). Именно к этому времени относится формирование здесь крупных участков гранитно-метаморфического слоя.

Видимо, в меловое время начался раскол Лавразии. Он прошел сначала между Гренландией и Северной Америкой. Это привело в конечном счете к тому, что Евразия и Северная Америка вновь соединились, но уже противоположными своими краями. Взаимодействие Северной Америки и Евразии привело к формированию меловой континентальной коры на Северо-Востоке СССР. Отрыв Гренландии от Евразии относится к самому началу кайнозоя. С этого времени Евразия приобретает свои современные очертания за тем исключением, что Индостан окончательно причленился к Евразии только в олигоцене.

ФОРМИРОВАНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ

Вполне естественно, что рассматриваемые в настоящей работе новые принципы составления тектонических карт позволяют в ряде случаев по-новому рассмотреть и некоторые проблемы металлогении, ибо основой большинства металлогенических концепций и районирования служат тектонические карты и тектонические теории.

Несомненно, что самый первый аспект, который напрашивается в связи с новыми представлениями, это выявление особенностей металлогении выделенных стадий формирования континентальной коры. Эти вопросы недавно были достаточно подробно рассмотрены в статье А. С. Перфильева [1977], и мы коснемся их здесь вкратце.

При составлении Тектонической карты Северной Евразии установлено, что развитие ряда палеоокеанических структур связано с рифтогенезом и взламыванием блоков континентальной коры. Этот процесс сопровождается внедрением щелочных и субщелочных магматических комплексов, образующих пояса интрузий и даек, а также поля эффузивных пород, вытянутых вдоль закладывающегося рифта. Специфичность петрохимии и геохимии этих магматических комплексов позволяет предполагать возможность концентрации в эту стадию таких элементов, как Au, V, Mn, хотя до сих пор месторождений, связанных с формациями этой стадии, не известно. Однако подтверждением возможности их обнаружения является открытие рудоносных илов в грабене Красного моря, обогащенных целым рядом элементов [Современное..., 1974].

Комплексы океанической стадии развития, как мы видели, отчетливо распадаются на две части: меланократовое основание и океанический чехол. К первому из них, сложенному породами дунит-гарцбургитового и пироксенит-габбрового комплексов, как известно, приурочены месторождения хрома, реже никеля, а также платины. С железистыми разновидностями габброидов часто связаны месторождения титаномагнетитовых руд.

К формациям океанического чехла (спилито-диабазовым, контрастным и кремнисто-сланцевым) приурочены медноколчеданные месторождения, а также месторождения марганца. Последние очень характерны и для современных океанических осадков, насыщенных железомарганцовыми конкрециями. Широко известны также железисто-марганцево-кремнистые осадки, развитые по флангам срединно-океанических хребтов. Следует отметить также, что в составе драгированных океанических образцов обнаружены и проявления сульфидной минерализации [Смирнов и др., 1975]. Однако металлогения океанической стадии развития изучена недостаточно, и, видимо, еще во многом

она уточнится в результате изучения офиолитовых комплексов континентов и коренных пород дна современных океанов.

Переходная стадия развития земной коры с ее более сложной геодинамической обстановкой, наличием тектонически расчлененного рельефа, сложной сменой формаций по латерали характеризуется и более разнообразной металлогенией. Здесь возникает целый ряд регенерированных месторождений (медь, платина, титаномагнетиты и др.). С дифференцированными сериями магматических пород связан широкий спектр рудопроявлений (свинец, цинк, барий, золото и др.). Характерны медно-полиметаллические сульфидные месторождения, как правило, приуроченные к дифференцированным андезито-дацитовым формациям.

В конце переходной стадии в связи с внедрением большого количества гранитоидов габбро-гранодиоритовой и гранитной формаций формируются скарновые магнетитовые и медно-магнетитовые, золото-кварцевые, золото-мышьяковые, медно-молибденовые и медно-вольфрамовые рудопроявления.

Эти же месторождения характерны и для начала континентальной стадии, будучи связаны с батолитовыми массивами гранитоидов и вулканогенными гомологами верхней молассы (вулканическими поясами). Кроме того, с калиевыми гранитами, характерными для начала континентальной стадии, связано редкометальное оруденение.

Особый класс структур в палеоокеанических областях представляют отторженцы (фрагменты) более древней континентальной коры, обладающие уже сформировавшейся континентальной корой или гранитно-метаморфическим слоем. Эти структуры, располагаясь в пределах палеоокеанических областей, характеризуются, если можно так выразиться, более зрелым металлогеническим профилем. Однако комплекс их рудопроявлений (как правило, в основном регенерированных) тесно связан во времени с тектоническими событиями, происходящими внутри палеоокеанов или зон перехода от океана к континенту.

Предлагаемый подход к анализу металлогении в принципе не нов. Широко известны многочисленные исследования (Ю. А. Билибин, С. С. Смирнов и др.), в которых делались попытки увязать стадии геосинклинального процесса с определенными типами месторождений. Новым здесь является выделение различных стадий формирования континентальной коры на территории Северной Евразии и их картографическое изображение.

Предлагаемая тектоническая концепция имеет и еще один металлогенический аспект. Как мы видели, существуют два способа формирования континентальной коры — автохтонный и аллохтонный, при которых доля участия в процессе роста континентальной коры мантийных дифференциатов различна. Несомненно, что различна и металлогеническая специализация склад-

чатых областей, сформировавшихся тем или иным способом, что было показано А. С. Перфильевым [1977] при анализе металлогении Урала, Алтае-Саянской области и Казахстана. Следовательно, анализ не только стадий, но и особенностей формирования континентальной коры является очень важным для металлогенических исследований.

Наконец, весь материал, приводимый в настоящей монографии, несомненно свидетельствует о том, что формирование на месте былых океанов складчатых зон с континентальной корой (вне зависимости от способа ее образования) немыслимо без крупных горизонтальных перемещений, приводящих к скучиванию и наслаиванию друг на друга различных структурно-фациальных зон. В результате этого в геологическом разрезе земной коры различных складчатых областей оказываются совмещенными формации разных стадий развития континентальной коры с разной металлогенической специализацией. Без понимания роли горизонтальных перемещений, без палеотектонических реконструкций с элементами палинспастики создание правильных металлогенических концепций и прогнозов поисков практически невозможно.

ЛИТЕРАТУРА

Абдулин А. А. Геология Мугоджар. Алма-Ата: Наука, 1973.

Александров А. А. Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. М.: Наука, 1978.

Александров А. А., Богданов Н. А. Бялобжеский С. Г. и др. Новые данные по тектонике Корякского нагорья.— Геотектоника, 1975, № 5, с. 60—72.

Амурский Г. И., Тиунов К. В., Хариков Б. А., Шлезингер А. Е. Структура и тектоническое положение Большого Балхана. М.: Наука, 1968.

Антонюк Р. М. Океаническая кора эвгеосинклинальной области востока Центрального Казахстана.— В кн.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М.: Наука, 1974, с. 67—74.

Антонюк Р. М., Ляпичев Г. Я., Маркова Н. Г. и др. Структуры и эволюция земной коры Центрального Казахстана — Геотектоника, 1977, № 5, с. 71—83.

Бандалетов С. М. Силур Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1969.

Белов А. А. Главные домезозойские структурные зоны и история развития Средиземноморского пояса.— В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980, с. 52—65.

Беннисов Дж., Райт А. Геологическая история Британских островов. М.: Мир, 1972.

Беспалов В. Ф., Есенов Ш. Е. Тектоника Казахстана — В кн.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М.: Наука, 1974, с. 74—86.

Беэр М. А. Об источниках сноса в Карпатском флишевом прогибе.— В кн.: Материалы XI Конгресса Карпато-Балканской геологической ассоциации. Киев: Наукова думка, 1977, с. 75—77.

Беэр М. А., Бызова С. Л. Палинспастические реконструкции Карпато-Динарского региона.— В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса: Тез. докл. М., 1978, с. 18—20.

Бибикова Е. В., Макаров В. А., Грачева Т. В., Сеславинский К. Б. Возраст древнейших пород Омолонского массива.— Докл. АН СССР, 1978, т. 241, № 2, с. 434—436.

Богданов А. А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана и Тянь-Шаня.— Бюл. МОИП. Отд-ние геол., 1965, т. 40, вып. 6, с. 8—43.

Богданов Н. А. Тектоническое развитие в палеозое Колымского массива и Восточной Арктики. М.: Изд-во АН СССР, 1963. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 99).

Борзаковский Ю. А., Суетенко О. Д. О некоторых позднепалеозойских геосинклинальных прогибах Центральной и Восточной Азии.— Геотектоника, 1970, № 5, с. 12—25.

Буртман В. С. Структурная эволюция палеозойских складчатых систем (варисциды Тянь-Шаня и каледониды Северной Евразии). М.: Наука, 1976. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 289).

Бухаров А. А. Геологическое строение Северо-Байкальского краевого вулканического пояса. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1973.

Буш В. А., Гарецкий Р. Г., Кирюхин Л. Г. Тектоника эпигеосинклинального палеозоя Туранской плиты и ее обрамления. М.: Наука, 1975. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 264).

Васильев Б. И., Егорова М. Г., Жильцов Э. Г. и др. Новые данные о строении вала Зенкевича.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 11, с. 127—142.

Виноградов В. И., Реймер Т. О., Лейтес А. М., Смелов С. Б. Древнейшие сульфаты в архейских образованиях Южно-Африканского и Алданского щитов и эволюция кислородной атмосферы Земли.— Литол. и полезн. ископ., 1976, № 4, с. 12—27.

Власов Н. Г. Основные черты доюрской истории юго-западного Дарваза.— В кн.: Геология Средней Азии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1961, с. 82—109.

Власов Н. Г., Тарасенко А. Т. Сопоставление доюрской истории геологического развития Южного Гиссара и Северного Памира.— Труды ВСЕГЕИ, 1970, т. 168, с. 107—128.

Волочкович К. Л., Леонтьев А. И. Талицко-Монголо-Алтайская металлогеническая зона. М.: Наука, 1967.

Гамалея Ю. Н. Формационный анализ и история развития юго-восточной части Сибирской платформы в докембрии.— Геотектоника, 1968, № 6, с. 34—45.

Гарецкий Р. Г. Тектоника молодых платформ Евразии. М.: Наука, 1972. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 226).

Гафаров Р. А., Лейтес А. М., Федоровский В. С. и др. Тектоническое районирование фундамента Сибирской платформы и этапы становления его континентальной коры.— Геотектоника, 1978, № 1, с. 43—57.

Гельман М. Л., Терехов М. И. Новые данные о докембрийском кристаллическом комплексе Омолонского массива.— В кн.: Вопросы геологии, петрологии и металлогении метаморфических комплексов Востока СССР. Владивосток, 1968, с. 30—31.

Геологическое развитие Японских островов. М.: Мир, 1967.

Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. М.: Наука, 1977.

Геология и рудные месторождения Среднего Востока. М.: Недра, 1973.

Геология СССР. Т. 32. Приморский край. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1969.

Геология Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. Л.: Недра, 1978. Т. 1, 2.

Глубинное строение Урала. М.: Наука, 1968.

Глуховский М. З. Некоторые аспекты тектоники и магматизма раннего докембрия на примере Алданского щита.— Геотектоника, 1975, № 2, с. 3—19.

Грачев А. Ф., Федоровский В. С. О единой природе рифтов, авлакогенов и геосинклинальных трогов.— Сов. геол., 1970, № 12, с. 121—122.

Дергунов А. Б. Структуры зоны сочленения Горного Алтая и Западного Саяна. М.: Наука, 1967. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 172).

Дергунов А. Б., Зайцев Н. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С. Герциниды Монголии и проблема Палеотетиса.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971, с. 87—103.

Дергунов А. Б., Лувсанданзан Б., Павленко В. С. Геология Западной Монголии. М.: Наука, 1979.

Десмон Ж. Многофазный метаморфизм океанической и континентальной коры Западных Альп.— Геотектоника, 1977, № 6, с. 69—82.

Дитрих Ф. Ж. Эволюция Восточных Альп: рабочая гипотеза, основанная на тектонике плит.— Геотектоника, 1977, № 6, с. 61—68.

Добрецов Н. Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск: Наука, 1974.

Допалеозой и палеозой Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1974. Т. 1. Стратиграфия допалеозоя, кембрия, ордовика и силура Казахстана.

Елисеева В. К., Липман Р. К., Светогорова К. Н. Новые данные по стратиграфии Центрального Сихотэ-Алиня.— Геол. и геофиз.; 1976, № 11, с. 30—43.

Жуланова И. Л. Метаморфические комплексы северной части полуострова Тайгонос (Северо-Восток СССР): Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Л.: ВСЕГЕИ, 1974.

Заборовская Н. Б. Внутренняя зона Охотско-Чукотского пояса на полуострове Тайгонос. М.: Наука, 1978. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 315).

Заборовская Н. Б., Некрасов Г. Е. Новые данные о стратиграфии нижнего и среднего палеозоя Понтонейских гор (Пенжинский кряж).— В кн.: Тезисы докладов Межведомственного стратиграфического совещания по докембрию и палеозою Северо-Востока СССР. Магадан, 1974, с. 162.

Зинкевич В. П. Орогенные структуры северной части Корякско-Камчатской области и их роль в формировании континентальной земной коры.— Геотектоника, 1978, № 2, с. 83—95.

Зоненшайн Л. П. Тектоника Западного Саяна. М.: Госгеолтехиздат, 1963.

Зоненшайн Л. П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М.: Недра, 1972.

Зоненшайн Л. П., Городницкий А. М. Палеозойские и мезозойские реконструкции континентов и океанов. 1. Ранне-среднепалеозойские реконструкции.— Геотектоника, 1977, № 2, с. 3—24.

Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976.

Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И. Хантайширский офиолитовый комплекс Западной Монголии и проблема офиолитов.— Геотектоника, 1978, № 1, с. 19—42.

Казьмин В. Г. Место офиолитовых формаций в тектоническом развитии западного сектора Альпийско-Гималайской системы.— Геотектоника, 1966, № 3, с. 72—83.

Карта магматических формаций СССР масштаба 1 : 2 500 000: Краткая объяснительная записка. /Под ред. Д. С. Харкевича, В. Н. Москалевой. Л.: ВСЕГЕИ, 1971.

Кейльман Г. А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Наука, 1974.

Кепежинскас В. В. Верхнепалеозойский вулканизм Токрауского синклинория (Центральный Казахстан). Новосибирск: Наука, 1969.

Кепежинскас В. В. Петрохимия позднепалеозойских-раннемезозойских вулканогенных ассоциаций Центральной Монголии.— В кн.: Ассоциации вулканогенных пород и вулканические структуры. Новосибирск: Наука, 1974, с. 4—23.

Кепежинскас В. В., Лучицкий И. В. Пермские вулканические ассоциации вулканических пород Монгольской Народной Республики, их состав и стратиграфическое положение.— Труды/АН СССР. Совмест. сов.-монгол. науч.-исслед. экспед., 1973, вып. 7, с. 81—97.

Клишевич В. Л., Назаров Б. Б., Гущин С. Н., Клишевич И. А. Возраст и условия образования кремнистых толщ Алайского хребта.— Сов. геол., 1977, № 6, с. 116—122.

Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре альпийской складчатой области (юг Европы, западная часть Азии и Кубы). М.: Наука, 1975. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 267).

Книппер А. Л. Офикальциты и некоторые другие типы брекчий, сопровождающие доорогенное становление офиолитового комплекса.— Геотектоника, 1978, № 2, с. 50—66.

Коваленко В. И., Кузьмин М. И. Редкометальные граниты Монголии. М.: Наука, 1971.

Колчанов В. П. Основные черты тектоники и истории развития северных предгорий Западного Гиндукуша: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук, М.: МГУ, 1969.

Колчанов В. П., Кулаков В. В., Михайлов К. Я. К вопросу о стратиграфии триасовых отложений западного Гиндукуша (Афганистан).— Бюл. МОИП. Отд-ние геол., 1970, т. 45, вып. 6, с. 81—89.

Кориковский С. П., Гусева А. И., Федоровский В. С. Перекристаллизация кианит-хлоритовых сланцев и изменение состава мусковит-фенгитов в зонах контактового воздействия нижнепротерозойских гранитоидов Патомского нагорья (Восточная Сибирь).— В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1974, вып. 4, с. 257—277.

Кошкин В. Я. Верхний палеозой Северного Прибалхашья: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Алма-Ата, 1969.

Красильников Б. Н. Доорогенное развитие структуры Саяно-Алтайской области и сопровождающие его глубинные процессы. М.: Наука, 1966.
Кузнецов В. А. Геотектоническое районирование Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Вопросы геологии Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1954, т. 1, с. 202—228.
Кулаков В. В., Колчанов В. П., Михайлов К. Я. О стратиграфии триасовых отложений Северо-Западного Афганистана.— Изв. вузов. Геол. и разв., 1969, № 7, с. 11—16.
Куликов П. К. Происхождение Западно-Сибирской плиты.— В кн.: Проблема происхождения структур Западно-Сибирской плиты. Тюмень, 1971, с. 5—149.
Купман А. С., Добрецов Г. Л., Митрофанова К. В. Верхнепалеозойские формации Восточного Казахстана. Л.: Недра, 1969.
Куренков С. А. Тектоническая эволюция офиолитовых комплексов Туркестано-Алая (Южный Тянь-Шань).— Докл. АН СССР, 1978, т. 243, № 2, с. 455—458.
Лейтес А. М., Миллер А. Д., Александров Л. Б. Содержания рения в архейских толщах Алданского щита — возможный показатель условий осадконакопления в раннем докембрии.— Докл. АН СССР, 1977, № 237, № 4, с. 947—950.
Лейтес А. М., Федоровский В. С. Тектоника запада Алданского щита (Олекмо-Витимская горная страна).— Геотектоника, 1972, № 2, с. 46—60.
Лейтес А. М., Федоровский В. С. Важнейшие этапы становления континентальной земной коры юга Сибирской платформы в раннем докембрии.— Геотектоника, 1977, № 1, с. 3—23.
Лейтес А. М., Федоровский В. С. Тектоника и важнейшие этапы становления континентальной коры юга Сибирской платформы в раннем докембрии.— В кн.: Тектоника фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ. М.: Наука, 1978, с. 109—169. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 321).
Лучицкий И. В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
Лыков В. И., Безгодков В. А., Орлов В. Ф. Земная кора Копетдага.— Сов. геол., 1975, № 5, с. 126—129.
Лычагин П. П. Среднепалеозойский вулканизм Омолонского массива: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1976.
Мазарович А. О. Серпентинитовый меланж Южного Сихотэ-Алиня.— Докл. АН СССР, 1978, т. 241, № 1, с. 181—184.
Мазарович О. А. Геология девонских моласс.— В кн.: Материалы по геологии Центрального Казахстана. М.: Недра, 1976, т. 15.
Макарычев Г. И. Геосинклинальный процесс и становление континентальной земной коры в Тянь-Шане. М.: Наука, 1978. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 318).
Маркевич П. В. Флишевые формации северо-западной части Тихоокеанского складчатого пояса. М.: Наука, 1978.
Марков М. С. Метаморфические комплексы и «базальтовый» слой земной коры островных дуг. М.: Наука, 1975. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 268).
Марков М. С., Некрасов Г. Е. Офиолиты рифтовых зон древней континентальной коры (хребет Пекульней, Чукотка).— В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979, с. 81—92.
Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. М.: Мир, 1977. Т. 2.
Меланхолина Е. Н. Западно-Сахалинский геосинклинальный прогиб и его гомологи в Тихоокеанском поясе. М.: Наука, 1973. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 242).
Меланхолина Е. Н. Габброиды и параллельные дайки в структуре о. Шикотан (Малая Курильская гряда).— Геотектоника, 1978, № 3, с. 128—136.
Меланхолина Е. Н., Молчанова Т. В. Тектоническая система позднемезозойской континентальной окраины востока Азии.— Геотектоника, 1977, № 4, с. 104—123.

Мерзляков В. М. Стратиграфия и тектоника Омулевского поднятия. М.: Наука, 1971.
Мерзляков В. М., Лычагин П. П. Об ордовикских вулканитах Северо-Востока СССР.— В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1973, с. 207—212.
Мерзляков В. М., Лычагин П. П. Об ордовикских вулканитах в связи с проблемой Колымского массива.— Геотектоника, 1979, № 1, с. 58—63.
Металлогения Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1977.
Михайлов А. Е. Тектоника среднего и верхнего палеозоя западной части Центрального Казахстана. М.: Наука, 1969.
Моссаковский А. А. Орогенные структуры и вулканизм палеозоид Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры. М.: Наука, 1975. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 268).
Моссаковский А. А., Томуртогоо О. Верхний палеозой Монголии. М.: Наука, 1976.
Монтадер Л., Уиннок Э., Делтьел Ж., Грау Дж. Континентальные окраины вдоль побережья Галиссии — Португалии в Бискайском заливе.— В кн.: Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978, т. 2, с. 5—27.
Муратов М. В. Геосинклинальные складчатые пояса Евразии.— Геотектоника, 1965, № 6, с. 3—19.
Муратов М. В. Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главнейшие этапы развития этого пояса.— Геотектоника, 1969, № 2, с. 3—21.
Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. М.: Изд-во АН СССР, 1963. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 79).
Натапов Л. М., Зоненшайн Л. П., Шульгина В. С. и др. Геологическое строение Колымо-Индигирского региона и проблемы Колымского массива.— Геотектоника, 1977, № 4, с. 18—31.
Некрасов Г. Е. Тектоника и магматизм Тайгоноса и Северо-Западной Камчатки. М.: Наука, 1976. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 280).
Некрасов Г. Е. Новые данные о тектоническом строении хребта Пекульней (левобережье р. Анадырь).— Докл. АН СССР, 1978, т. 238, № 6, с. 1433—1436.
Нехорошев В. П. Тектоника Алтая.— Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1966, вып. 139.
Никитин И. Ф. Ордовик Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1972. Ч. 1. Стратиграфия.
Павленко А. С., Филиппов Л. В., Орлова Л. П. Гранитоидные формации Центрально-Азиатского складчатого пояса, их петрология, геохимия, металлоносность. М.: Наука, 1974.
Пашков Б. Р., Швольман В. А. Мезозойские континентальные окраины на Памире.— Геотектоника, 1979, № 6, с. 42—56.
Пейве А. В. Тектоника и магматизм.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 3, с. 36—55.
Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4, с. 5—23.
Пейве А. В., Богданов Н. А., Книппер А. Л., Перфильев А. С. Офиолиты: современное состояние и задачи исследования.— Геотектоника, 1977, № 6, с. 4—12.
Пейве А. В., Синицын В. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1950, № 4, с. 28—53.
Пейве А. В., Штрейс Н. А., Моссаковский А. А. и др. Палеозоиды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса.— Сов. геология, 1972, № 12, с. 7—25.
Пейве А. В., Яншин А. Л., Зоненшайн Л. П. и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии.— Геотектоника, 1976, № 5, с. 6—24.
Перфильев А. С. Формирование континентальной коры и металлогения.— Геотектоника, 1977, № 5, с. 56—70.
Перфильев А. С. Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М.: Наука, 1979. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 328).

Перфильев А. С., Херасков Н. Н. Диабазовые комплексы и проблемы тектонической расслоенности океанической коры.— В кн.: Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980 (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 343).

Пинус Г. В., Велинский В. В., Леснов Ф. П. и др. Альпинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы. Новосибирск: Наука, 1973.

Поляков Г. В. Палеозойский магматизм и железооруденение юга Средней Сибири.— Труды ИГиГ СО АН СССР, 1971, вып. 117.

Поляков Г. В., Довгаль В. Н., Телешев А. Е. и др. Латеральная изменчивость эффузивно-интрузивных ассоциаций зон среднепалеозойской активизации каледонско-байкальских структур Алтае-Саянской складчатой области.— Докл. АН СССР, 1972, т. 203, № 6, с. 1374—1377.

Поршняков Г. С. Герциниды Алтая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Л.: Изд-во ЛГУ, 1973.

Пучков В. Н. Краевые батиальные комплексы Урала и их аналоги: Автореф. дис. ... докт. геол.-минер. наук. М.: ГИН АН СССР, 1978.

Пущаровский Ю. М. Тектоника Северного Ледовитого океана.— Геотектоника, 1976, № 2, с. 3—14.

Пыжьянов И. В., Сонин И. И. Основные черты стратиграфии верхнего палеозоя и нижнего мезозоя Афганистана.— Изв. вузов. Геол. и разв., 1977, № 12, с. 30—32.

Разницин Ю. Н. Сравнительная тектоника гипербазитовых поясов Папуа (Новая Гвинея), Сабаха (Калимантан) и п-ова Шмидта (Сахалин).— Геотектоника, 1975, № 2, с. 68—84.

Разницин Ю. Н. Серпентинитовый меланж и олистострома юго-восточной части Восточно-Сахалинских гор.— Геотектоника, 1978, № 2, с. 96—108.

Рассказов Ю. П., Ялынычев Е. В. О первичном составе кристаллического комплекса района Зейского прорыва.— В кн.: Раннедокембрийские комплексы Дальнего Востока. Владивосток, 1977, с. 107—117.

Расчленение стратиформных и интрузивных образований Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1976.

Рождественский В. С., Речкин А. Н. Серпентинитовый меланж и некоторые особенности тектонического развития острова Сахалин.— Докл. АН СССР, 1975, т. 221, № 5, с. 1156—1159.

Розен О. М., Марков М. С. О происхождении амфиболитов метаморфического меланократового фундамента островных дуг (на примере Ганальского хребта Камчатки).— Геотектоника, 1973, № 3, с. 27—39.

Руженцев С. В. Краевые офиолитовые аллохтоны (тектоническая природа и структурное положение). М.: Наука, 1976. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 283).

Руженцев С. В., Бялобжеский С. Г., Казимиров А. Д., Соколов С. Д. Особенности развития покровной структуры Эконайской зоны Корякии.— Докл. АН СССР, 1977, т. 233, № 6, с. 1172—1175.

Руженцев С. В., Бялобжеский С. Г., Казимиров А. Д., Соколов С. Д. Тектонические покровы и палинспастика Корякского хребта.— В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979, с. 63—80.

Руженцев С. В., Бялобжеский С. Г., Соколов С. Д. Офиолитовые покровы Корякского хребта.— Докл. АН СССР, 1978, т. 239, № 5, с. 1186—1189.

Руженцев С. В., Поспелов И. И., Сухов А. Н. Тектоника Калайхумб-Сауксайской зоны Северного Памира.— Геотектоника, 1977, № 4, с. 68—80.

Русаков И. М., Виноградов В. А. Эвгеосинклинальные и многеосинклинальные области Северо-Востока СССР.— Учен. зап. НИИГА. Регионал. геол., 1969, вып. 15, с. 5—27.

Руттен М. Г. Геология Западной Европы. М.: Мир, 1972.

Савельев А. А., Савельева Г. Н. Офиолиты Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал).— Геотектоника, 1977, № 6, с. 46—61.

Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. М.: Недра, 1964. Т. 1. Стратиграфия. 515 с.

Салтыковский А. Я., Оролма Д. Позднепалеозойский-мезозойский вулканизм Северной Монголии и Западного Забайкалья. М.: Наука, 1977.

Самыгин С. Г. Чингизский сдвиг и его роль в структуре Центрального Казахстана. М.: Наука, 1974. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 253).
Синицын В. М. Восточный Тянь-Шань и Бей-Шань. М.: Изд-во АН СССР, 1954. (Труды/АН СССР. Монгол. комис.; Вып. 4).
Синицын В. М. Турфан-Хамийская впадина и Гашуньская Гоби. М.: Изд-во АН СССР, 1957.
Славин В. И. Триасовые отложения Северного Афганистана.— Изв. вузов. Геол. и разв., 1970, № 10, с. 41—52.
Смирнов В. И., Богданов Ю. А., Бородаев Ю. С. и др. Сульфидная минерализация в основных породах дна Тихого океана.— Докл. АН СССР, 1975, т. 223, № 3, с. 692—694.
Современное гидротермальное рудоотложение. М.: Мир, 1974.
Сомин М. Л., Белов А. А. К истории тектонического развития зоны Южного склона Большого Кавказа.— Геотектоника, 1967, № 1, с. 77—82.
Суворов А. И. К проблеме формирования континентальной земной коры.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971, с. 52—69.
Суетенко О. Д. Основные черты стратиграфии докембрийских и палеозойских отложений Юго-Восточной Монголии.— В кн.: Стратиграфия и тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1970, с. 64—84. (Труды/АН СССР. Совмест. сов.-монгол. науч.-исслед. экспед.; Вып. 1).
Суетенко О. Д. Тектоника палеозоид Юго-Восточной Монголии: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: ГИН АН СССР, 1971.
Суетенко О. Д., Перфильев А. С. Верхнепалеозойские геосинклинальные структуры и формационные комплексы.— В кн.: Тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974. (Труды/АН СССР. Совмест. сов.-монгол. науч.-исслед. экспед.; Вып. 9).
Сурков В. С. К вопросу обоснования внутреннего строения и возраста фундамента Западно-Сибирской плиты.— В кн.: Строение фундамента молодых плит. М.: Наука, 1972, с. 47—60.
Таиров Э. З. Палеозойская тектоническая зональность восточной части Северного Памира: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Ташкент, 1971.
Тальвани М., Элдхолм О. Континенталыные окраины в Норвежско-Гренландском бассейне.— В кн.: Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978, т. 2, с. 47—65.
Тектоника Европы и смежных областей: Древние платформы, байкалиды, каледониды. М.: Наука, 1978.
Тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974.
Тектоника фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ. М.: Наука, 1978.
Тектоническая карта Евразии. М-б 1 : 500 000. М.: ГУГК, 1966.
Тектоническая карта Европы и смежных областей. М-б 1 : 2 500 000/Под ред. Н. С. Шатского, А. А. Богданова и др. М.: ГУГК, 1962.
Тильман С. М., Афицкий А. И., Чехов А. Д. Сравнительная тектоника Алазейской и Олойской зон (Северо-Восток СССР) и проблема Колымского массива.— Геотектоника, 1977, № 4, с. 6—17.
Тихомиров В. Г. Палеозойский магматизм и тектоника Центрального Казахстана. М.: Наука, 1975.
Томуртогоо О. Тектоника и история развития Орхонской впадины (север-Центральной Монголии).— Геотектоника, 1972, № 3, с. 61—74.
Турбин М. Т., Апойкин В. И., Махонин А. В. К стратиграфии девонских и каменноугольных отложений бассейна р. Шевли.— В кн.: Палеозой Дальнего Востока. Хабаровск, 1974, с. 111—125.
Удинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М.: Наука, 1972.
Федоровский В. С. Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан. М.: Наука, 1972. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 236).
Федоровский В. С., Лейтес А. М. О геосинклинальных трогах в раннем протерозое Олекмо-Витимской горной страны.— Геотектоника, 1968, № 4, с. 114—127.

Фундамент, основные разломы Туранской плиты в связи с ее нефтегазоносностью. М.: Недра, 1970.
Хаин В. Е. Складчатые сооружения и основные элементы их строения.— Изв. вузов. Геол. и разв., 1964, № 1, с. 3—17.
Хаин В. Е. Основные черты структуры Альпийского пояса Евразии в пределах Ближнего и Среднего Востока. 1.— Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1968, № 6, с. 3—18.
Хаин В. Е. Основные черты структуры Альпийского пояса Евразии в пределах Ближнего Востока. Ст. 2.— Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1969, № 1, с. 3—25.
Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Европа и Западная Азия. М.: Недра, 1977.
Хаин В. Е., Беэр М. А., Бызова С. Л. и др. Основные черты тектонической истории Карпат (в свете новых идей в учении о геосинклиналях).— Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология 1977, № 3, с. 3—20.
Ханчук А. И. О геологическом положении пород гранулитовой фации и габбро-норитов Ганальского хребта (Восточная Камчатка).— Геол. и геофиз., 1978, № 8, с. 45—52..
Херасков Н. Н. Формации и начальные стадии геосинклинального развития Западного Саяна. М.: Наука, 1979. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 329).
Херасков Н. П. Тектоника и формации: Избр. труды. М.: Наука, 1967.
Ходак Ю. А., Сунь Шу. К стратиграфии верхнепалеозойских отложений Северо-Восточного Китая и сопредельных территорий юга Советского Дальнего Востока.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1963, т. 38, вып. 1, с. 56—73.
Хотин М. Ю. Эффузивно-туфово-кремнистая формация Камчатского мыса. М.: Наука, 1976. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 281).
Чехов А. Д. Тектоника Иньяли-Дебинского синклинория.— В кн.: Складчатые системы Дальнего Востока. Владивосток, 1976, с. 3—64.
Чехович В. Д., Зоненшайн Л. П. Основные черты структуры и тектонического развития Альпийской складчатой области Северной Африки в мезозое и кайнозое.— Геотектоника, 1976, № 3, с. 40—57.
Чмырев В. М., Азими Н. А., Дронов В. И. и др. Основные черты геологического строения Афганистана.— Геотектоника, 1977, № 2, с. 29—48.
Шарковский М. Б. Тектоника Колымо-Индигирского междуречья.— Геотектоника, 1975, № 6, с. 44—60.
Шатский Н. С., Богданов А. А. О международной тектонической карте Европы масштаба 1 : 2 500 000.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961. № 4, с. 3—26.
Швольман В. А. Тектоническое развитие Памира в меловом и палеогеновом периодах. М.: Наука, 1977. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 202).
Швольман В. А. Современные проблемы тектоники Гималаев.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 5, с. 56—70.
Шило Н. А., Гельман М. Л., Мерзляков В. М. и др. Новая зона глаукофанового метаморфизма в Тихоокеанском поясе.— Докл. АН СССР, 1973, т. 213, № 6, с. 1385—1388.
Шило Н. А., Мерзляков В. М., Терехов М. И., Тильман С. М. Алазейско-Олойская эвгеосиклинальная система — новый элемент мезозоид Северо-Востока СССР.— Докл. АН СССР, 1973, т. 210, № 5, с. 1174—1176.
Шмидт О. А. Тектоника Командорских островов и структура Алеутской гряды. М.: Наука, 1978. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 320).
Штёклин И. Тектоника Ирана.— Геотектоника, 1966, № 1, с. 3—21.
Штрейс Н. А. Стратиграфия и тектоника зеленокаменной полосы Среднего Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1951. (Тектоника СССР; Т. 3).
Шульдинер В. И., Недомолвкин В. Ф. Кристаллический фундамент Эскимосского массива.— Сов. геология, 1976, № 10, с. 33—47.
Шульц С. С. (мл.). Геологическое строение зоны сочленения Урала и Тянь-Шаня. М.: Недра, 1972.
Яншин А. Л. Тектоническое строение Евразии.— Геотектоника, 1965, № 5, с. 7—36.

Auzende J. M., Olivet J. L., Charvet J. et al. Sampling and observation of oceanic mantle and crust on Gorringe Bank.— Nature, 1978, vol. 273, N 5657, p. 45—48.
Bard J.-P., Capdevila R., Matte P. et al. Geotectonic model for the Iberian Variscan orogen.— Nature Phys. Sci., 1973, vol. 241, p. 50—52.
Boccaletti M., Bortolotti V., Sagri M. Arenare ofiolitiere nella «Jurassic volcaniciacies» a sudo-vest di Bolu (F. Zonguldak — Turchia).— Boll. Soc. Geol. Ital., 1966, t. 85, p. 525—528.
Bortolotti V., Sagri M. Osservationi sull et'a e la giacitura della ofioliti fra Smirne ed Erzurum (Turchia).— Boll. Soc. Geol. Ital., 1968, t. 87, p. 1021—1025.
Brunn J. H., Graciansky P. de, Gutnic M. et al. Structures majenres et correlations stratigraphique dans les Taurides occidentales.— Bull. Soc. Geol. France, Ser. 7, 1970, t. 12, N 13, p. 515—556.
Bulletin de la Sociéte geologique de France. Ser. 7, 1970, N 6.
Bulletin de la Sociéte geologique de France, 1977, N 1.
Dewey J. F. Evolution of the Appalachian-caledonian orogen.— Nature, 1969, vol. 220, p. 124—129.
Dewey J. F., Pankhurst F. J. The evolution of the Scottish caledonides in relation of their isotopic age pattern.— Trans. Roy. Soc. Edinburgh, 1973, vol. 84, N 110, p. 3137—3180.
Duran-Delga M. Structure and geology of the north-east Atlas Mountains.— In: Guidobook to the geologie and historie of Tunisia. Tripoli, 1967, p. 73—97.
Duran-Delga M. Mise an point sur la stracture du Nord-Est de la Berberie.— Bull. Serv. Geol. Algerie, 1969, N 39, p. 5—34.
Fitton J. G., Hughes D. J. Volcanism and plate tectonics in the British Ordovician.— Earth. Planet. Sci. Lett., 1970, vol. 8, N 3, p. 223—228.
Gansser A. The Great Suture zone between Himalaya and Tibet. A preliminary account.— In: Himalaya/Collog. intern. du C. N. R. S. N 268. Paris, 1977, p. 181—191.
Garson M. S., Plant J. Alpine type ultramafic rocks and episodie mountain building in the Scottish Highlands.— Nature. Phys. Sci., 1973, vol. 242, p. 34—38.
Geologie de la France. Paris: Dorn, 1974, vol. 1—2, p. 31—37.
Geotimes, 1978, vol. 23, N 3, p. 22—26.
Glennie K. W., Boeuf M. G. A., Clarke M. et al. Late Cretaceous nappes in Oman mauntains and their geologic evolution.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1973, vol. 57, N 1, p. 5—27.
Godfriaux I. L'Olympe.— Bull. Cos. Geol. France. Ser. 7, 1977, t. 19, N 1, p 45—53.
Graciansky P. Ch. de. Recherches geologique dans le Taurus Lycien. Paris: Theses, Univ. de Paris-Sud, Centre Diorsag, 1972.
Henson F. R., Browne R. V., Mc'Ginty J. A synopsis of the stratigraphy and geological history of Cyprus.— Quart. J. Geol. Soc. London, 1949, vol. 105, pt. 1, N 417, p. 1—41.
Hynes A. J., Nisbet E. G., Gilbert Smith A. et al. Spreading and emplacement ages of some ophiolites in the Othris region (eastern central Greece).— Z. Deutsch. Geol. Ges., 1972, Bd. 123, t. 2, s. 455—468.
Iwasaki M. The Green Rock Complex from Sanagochi Area, Eastern Shikoku. Japan Tokushima, 1976.
Juteau T. Petrogenese des ophiolites des happes d'Antalya (Taurus Lycien Oriental Turquie). Leur liaison avec une phase d'expansion oceanique active au Trias superieur.— Sci. terre, 1970, t. 15, N 3, p. 265—288.
Kanisawa S. Granitic rocks closely associated with the lower cretaceous volcanic rocks in the Kitakami mountains, northeast Japan.— J. Geol. Soc. Japan, 1974, vol. 80, N 8, p. 355—367.
Kimura T., Yoshida A., Toyohara F. Paleogeography and earth movements of Japan in the late Permian to early Jurassic sambosan stage.— J. Facul. Sci. Univ. Tokyo. Ser. 2, vol. 19, N 2, 1975, p. 149—177.

Komatsu M., Tazaki K., Kuroda J. Ophiolite suite in some ophiolite belts in Japan.— In: Intern. symposium on geodynamics in Sude-West Pacific. Paris, 1977, p. 3—14

Lapierre H. Les formation sedimentaires et eruptives de nappes de Mamonia et leuvs relations avec et le massif du Troodos (Chypre occidentales).— Mem. Soc. Geol. France, N. S., 1975, t. 54, N 123, p. 472—500.

Mercier J. Etude geologique des zones isternes des Hellenides en Macedonie Central (Grece). Paris, 1966.

Moores E. M., Vine F. J. The Troodos Massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust: evolution and implication.— Philos. Trans. Roy. Soc. London, 1971, A 268, N 1192, p. 166—189.

Nicolas A. Was the Hercynian orogenic belt of Europe of the Andean type? — Nature, 1972, vol. 236, p. 221—223.

Pamič J. Middle Triassic Spilite-Keratophyre Association of the Dinarides and its position in Alpine Magmatic-Tectonic Cycle.— In: Spilites and Spilitic Rocks: Washington: Springer, 1974, p. 161—174.

Parrot J.-F. Assemblage ophiolitique du Baer-Bassit et termes effusives du volcano-sedimentaire.— Trav. dommentes del' ORSTOM, 1977, vol. 72, p. 39—41.

Regional Geology of Czechoslovakia. Prague, 1966. Pt. 1. The Bohemian massif.

Ricou L.-E. Sur la mise en place an Cretace superieure d'importantes nappes a radiolarites et ophiolites dans les monts Zagros (Iran).— Compt. rend. Acad. Sci. Paris. Ser. D, 1968, t. 267, N 26, p. 2272—2275.

Ricou L.-E. Le croissant ophiolitique peri-arabe, une ceinture de nappes mises en place an Cretace superieure.— Rev. Geogr. Phys. Ged. dynemique, 1971, vol. 12, N 4, p. 327—350.

Rocci G., Lapierre H. Etude comparative des diverses manifestation du volcanisme preorogenique an Sud de Chypre.— Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt., 1969, Bd. 49, N 1, s. 31—46.

Schermerhorn L. J. G. Mafic geosynclinal volcanism in the Lower Carboniferous of South Portugal.— Geol. en mijnbouw, 1970, vol. 49, N 6, p. 439—450.

Sedimentary Geology, 1970, vol. 4, N 3/4, p. 51—60.

Strand T., Kulling O. Scandinavian Caledonides. London, 1972.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ 3

Глава первая
ПРИНЦИПЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ 7

Глава вторая
ОБЛАСТИ С ПЕРВОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРОЙ, СФОРМИРОВАННОЙ К НАЧАЛУ РИФЕЯ 36

Глава третья
ОБЛАСТИ С КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРОЙ, СФОРМИРОВАННОЙ К НАЧАЛУ ФАНЕРОЗОЯ 69

Глава четвертая
ОБЛАСТИ С КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРОЙ, СФОРМИРОВАННОЙ К НАЧАЛУ ДЕВОНА 77

Глава пятая
ОБЛАСТИ С КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРОЙ, СФОРМИРОВАННОЙ К СЕРЕДИНЕ КАРБОНА 99

Глава шестая
ОБЛАСТИ С КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРОЙ, СФОРМИРОВАННОЙ К СЕРЕДИНЕ ТРИАСА 126

Глава седьмая
ОБЛАСТИ С КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРОЙ, СФОРМИРОВАННОЙ В ПОЗДНЕМ МЕЛУ 137

Глава восьмая
ОБЛАСТИ С КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРОЙ, СФОРМИРОВАННОЙ К КОНЦУ МИОЦЕНА 151

Глава девятая
ОБЛАСТИ ФОРМИРУЮЩЕЙСЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ . 168

Глава десятая
ОБЛАСТИ СОВРЕМЕННОЙ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ . 185

ЗАКЛЮЧЕНИЕ 193

ЛИТЕРАТУРА 211

CONTENTS

FOREWORD 3

Chapter one
PRINCIPLES OF TECTONIC ZONATION OF NORTH EURASIA 7

Chapter two
AREAS WITH THE FIRST CONTINENTAL CRUST FORMED BY THE BEGINNING OF RIPHEAN 36

Chapter three
AREAS WITH THE CONTINENTAL CRUST FORMED BY THE BEGINNING OF PHANEROZOIC 69

Chapter four
AREAS WITH THE CONTINENTAL CRUST FORMED BY THE BEGINNING OF DEVONIAN 77

Chapter five
AREAS WITH THE CONTINENTAL CRUST FORMED BY THE MIDDLE OF CARBONIFEROUS 99

Chapter six
AREAS WITH THE CONTINENTAL CRUST FORMED IN THE MIDDLE OF TRIASSIC 126

Chapter seven
AREAS WITH THE CONTINENTAL CRUST FORMED IN LATE CRETACEOUS 137

Chapter eight
AREAS WITH THE CONTINENTAL CRUST FORMED BY THE END OF MIOCENE 151

Chapter nine
AREAS OF THE CONTINENTAL CRUST FORMATION 168

Chapter ten
AREAS OF THE RECENT OCEANIC CRUST 185

CONCLUSION 193

BIBLIOGRAPHY 211

ТЕКТОНИКА СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ
(Объяснительная записка к тектонической карте Северной Евразии масштаба 1 : 5 000 000)

Утверждено к печати
Ордена Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом

Редактор Н. Б. Заборовская
Редактор издательства В. Я. Енюкова
Художник А. Г. Кобрин
Художественный редактор И. Ю. Нестерова
Технический редактор Т. Д. Панасюк
Корректоры Г. Н. Джиоева, Р. В. Молоканова

ИБ № 17123

Сдано в набор 27.12.79. Подписано к печати 07.03.80
Т-03963. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага № 2
Гарнитура литературная Печать высокая
Усл. печ. л. 14. Уч.-изд. л. 15,2+13,0 (9 листов цветных карт)=28,2
Тираж 1500 экз. Тип. Зак. 4850
Цена 6 р. 30 к. (с картами),
2 р. 30 к. (без карт)

Издательство «Наука»
117864 ГСП-7, Москва, В-485, Профсоюзная ул., 90

2-я типография издательства «Наука»
121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА» ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ КНИГИ:

ТЕКТОНИКА КУРИЛО-КАМЧАТСКОГО ГЛУБОКОВОДНОГО ЖЕЛОБА.
14 л., 2 р. 10 к.

В книге впервые дается региональное описание структуры верхней части земной коры этого желоба от зоны его сочленения с Алеутским глубоководным желобом до сочленения с Японским глубоководным желобом. Приведено описание геоморфологии, магнитного, гравитационного и теплового полей, тектоники, верхней части земной коры и глубинной структуры.

Книга рассчитана на широкий круг советских и зарубежных исследователей, занимающихся общими проблемами тектоники земной коры и Тихого океана.

МОРОЗОВ Л. И.

НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ЗОНЫ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ИНФИЛЬТРАЦИОННЫХ ВОД.
6 л., 90 к.

В книге приведен большой фактический материал по нефтегазоносным бассейнам Северной и Южной Америки, Индостанского полуострова, Европы и Северной Африки, где промышленные залежи нефти, газа и битумов найдены в зонах распространения пресных и слабосолоноватых вод инфильтрационного генезиса. Используя комплекс данных по гидрогеологии, литолого-фациальному составу пород и тектонике, автор выделяет в некоторых осадочных бассейнах с разной степенью достоверности зоны гидродинамических барьеров для нефти и газа.

Книга представляет интерес для широкого круга гидрогеологов и геологов-нефтяников.

Для получения книг почтой заказы просим направлять по следующим адресам: 117192 Москва В-192, Мичуринский проспект, 12, магазин «Книга — почтой» Центральной конторы «Академкнига»; 197110 Ленинград П-110, Петрозаводская ул. 7, магазин «Книга — почтой» Северо-Западной конторы «Академкнига» или в ближайший магазин «Академкнига», имеющий отдел «Книга — почтой».

480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97 («Книга — почтой»); 370005 Баку, ул. Джапаридзе, 13; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95 («Книга — почтой»); 335009 Ереван, ул. Туманяна, 31; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4 («Книга — почтой»); 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2 («Книга — почтой»); 220012 Минск, Ленинский проспект, 72 («Книга — почтой»); 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22 («Книга — почтой»); 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137 («Книга — почтой»); 700029 Ташкент, ул. Ленина, 73; 450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10 («Книга — почтой»); 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42 («Книга — почтой»); 310003 Харьков, ул. Чернышевского, 87 («Книга — почтой»).

6 р. 30 к. (с картами)

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»