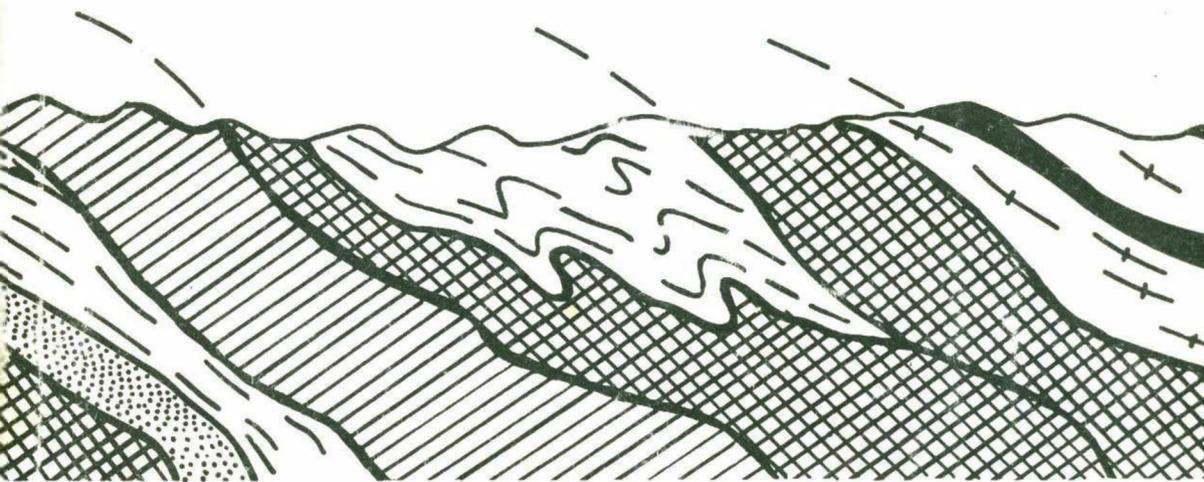


АКАДЕМИЯ НАУК СССР

Закономерности формирования структуры континентов в неогее



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
МЕЖДУВЕДОМСТВЕННЫЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ

Закономерности формирования структуры континентов в неогее

Ответственный редактор
академик Ю.М. ПУЩАРОВСКИЙ



Москва
"Наука"
1986

В сборнике на основе новейших геологических материалов проанализированы процессы формирования структуры континентов в неогее; охарактеризованы строение и развитие всех складчатых поясов Евразии, а также основные типы платформенных структур. Кроме региональных материалов сборник содержит статьи, рассматривающие общие закономерности развития структуры континентов. Обсуждаются формирование земной коры континентов, эндогенные режимы материков, главные типы континентальных структур, роль глубинных разломов и офиолитов в структуре континентов, заложение и развитие подвижных поясов, проблемы связи тектоники и металлогенеза.

Сборник представляет интерес для широкого круга геологов, а также для преподавателей и студентов геологических вузов.

Рецензенты: *В.С. Буртман, Н.В. Короновский*

ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящая книга посвящена сложнейшей проблеме — формированию структуры современных континентов. Научные гипотезы на этот счет строятся давно, свыше столетия, но от однозначного решения проблемы мы еще далеки. Длительный период в геологических исследованиях господствовала геосинклинальная теория, идейной сущностью которой является представление о прогрессивном обрастании древних ядер складчатыми сооружениями и о необратимости этого процесса. Естественно, что на основе таких положений прямой дороги к мобилизму нет. Знаменитая гипотеза А. Вегенера о дрейфе материков обычно расценивалась как экстравагантная конструкция, может быть даже с механистическим оттенком. Однако его учение всегда имело отдельных сторонников, в том числе и среди наших крупных геологов, например, А.А. Борисяка и П.Н. Кропоткина.

Сейчас стало очевидным, что мобилизм является господствующей теорией в геотектонике. В связи с этим неизбежно встает вопрос: как мы должны относиться к геосинклинальной теории? По этому поводу имеются существенные расхождения во мнениях. В одной из последних работ Л.П. Зоненшайн пишет: «До сих пор в отечественной геологической литературе приходится встречаться с использованием прежней "геосинклинальной" терминологии и с приспособлением тектоники плит и мобилизма вообще к этой устарелой концепции» (Зоненшайн Л.П. Тектоника плит и геосинклинали // Геохимия магматических пород океана и зон сочленения океан—континент. Новосибирск: Наука, 1984. С. 6). Далее: "Если произвести актуалистическую интерпретацию различных комплексов, составляющих разрез складчатых поясов, то от стадийной схемы и всей умозрительной геосинклинальной концепции ничего не остается" (Там же. С. 10). Л.П. Зоненшайн считает, что «лучше вообще отказаться от употребления термина "геосинклиналь", полагая, что до появления теории литосферных плит он сослужил такую же службу, как "флогистон" до молекулярно-кинетической теории газов и "эфир" до эпохи элементарных частиц» (Там же. С. 12–13).

Противоположного взгляда придерживается Н.А. Божко, который в только что изданной очень полезной книге, посвященной Гондване в протерозое, широко пользуется понятием "геосинклиналь" в отношении рифейского времени, но совершенно ясно, что это относится и к фанерозою; иначе возникает недоразумение: там, где были установлены геосинклинали, т.е. в фанерозойских подвижных поясах, их нет, а в рифейских они есть. У Н.А. Божко присутствуют энсиалические, энсиматические и "окраинно-кратонные" геосинклинальные системы и пояса. В своей работе он пытается найти синтез "геосинклинальной гипотезы" и тектоники плит. Ряд других геологов в более или менее решительной форме также защищают геосинклинальную теорию.

Должен заметить, что последовательный мобилизм существенно ограничивает значение геосинклинальной теории в смысле объяснения тектогенеза на Земле. Если континентальные блоки могут раскалываться и расходиться, то они могут и концентрироваться, образуя укрупненные материковые монолиты. Это относится как к большим, так и к относительно малым массам. Если говорить о всей истории развития земной коры, то реалистично выглядит представление о существовании в прошлом нескольких пангей. Имеется много других соображений о том, что следует вводить

дополнения в тектоническую терминологию. Геологи мира редко стали употреблять термин "геосинклиналь". Это показали, в частности, парижская и московская сессии Международного геологического конгресса. Представляется, что в свете новых мобилистических идей полезными понятиями являются "аккреция" и "деструкция". Аккреция – не в смысле производной субдукции, а в широком смысле, как приращение масс земной коры. Такое понятие охватывает любой процесс, приводящий к росту континентальных или океанических областей. Если говорить о континентах, то им может быть и процесс развития гранитно-метаморфического слоя, свойственный активным окраинам, и рост континента у пассивных окраин, и механическое сгущивание блоков с континентальной корой в результате больших горизонтальных перемещений и т.д. В переводе с латинского "аккреция", как известно, значит "приращение". Именно в этом смысле это понятие следует использовать в геотектонике. Что касается деструкции, то это слово в тектоническом смысле означает разрушение сложившихся соотношений слоев земной коры, т.е. по значению оно противоположно аккреции. Это понятие в отличие от аккреции сейчас используется у нас широко.

Если отмечать в новейшей истории геологических исследований какие-то рубежи, то крупнейшим из них, несомненно, является выход геологии в океанические области. До этого момента геология была материковой, после него она становится глобальной. Произошло это совсем недавно, и в настоящее время идет напряженная работа геологической мысли, чтобы освоиться с новой ситуацией. Поскольку геосинклинальная теория сугубо материковая, она неизбежно носит односторонний характер. Но столь же односторонними, по моему представлению, являются и ортодоксальные взгляды сторонников тектоники литосферных плит, фактически приспособленные лишь к океанам. Вне всякого сомнения, успех в поисках истины возможен лишь на пути взаимного проникновения материковой и океанской геологии. И это сегодня является главной исходной позицией в нашем геотектоническом поиске. Как показывают новейшие исследования, особенно в СССР, идя этим и только этим путем, мы сможем получить свежие и существенные выводы.

Рассматриваемая проблема – закономерности формирования структуры континентов в неогее – весьма важна с точки зрения практической геологии. Достаточно сказать, что из одиннадцати металлогенических этапов истории Земли, выделенных В.И. Смирновым, шесть приходится на неогей. Поэтому в книгу включены специальные статьи, касающиеся металлогенеза в связи с тектоникой.

Значительную часть книги занимают статьи регионального характера, содержащие новый фактический материал и очень интересные тектонические построения. Они, несомненно, привлекут внимание читателя.

Статьи написаны авторами, придерживающимися разных тектонических взглядов, что традиционно для изданий Междудементственного тектонического комитета. Читатель легко увидит основательность аргументации приверженцев той или иной точки зрения.

Академик Ю.М. Пушаровский

*А.В. Пейве, А.Л. Книппер, М.С. Марков, А.А. Моссаковский,
А.С. Перфильев, Ю.М. Пушаровский, С.В. Руженцев*

ФОРМИРОВАНИЕ СТРУКТУРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ КОНТИНЕНТОВ

За последние 10–15 лет в связи с обнаружением многих совершенно новых фактов в геотектонике произошел крутой поворот в сторону мобилизма, и ныне эти представления завоевали широкое признание. Необходимо прежде всего напомнить об установлении тождества в строении офиолитовых серий континентов и земной коры современных океанов. Это открытие породило мобилистскую трактовку палеотектоники эвгеосинклинальных областей и позволило выявить в структуре материков фрагменты океанических структур геологического прошлого.

Выявление геологической сущности слоев океанической коры и верхов мантии в современных океанах дало возможность конкретизировать процесс формирования континентальной коры за счет океанической. Возникло учение об океанической, переходной 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 зависимости 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. Эти новые идеи в тектоническом районировании обусловили появление серии новых тектонических карт. Именно по этой методике были составлены "Тектоническая карта Урала м-ба 1 : 1 000 000" (1977 г.) и объяснительная записка к ней, "Тектоническая карта Северо-Востока СССР м-ба 1 : 2 500 000" (1979 г.), "Тектоническая карта Казахстана м-ба 1 : 2 500 000" (1982 г.) и, наконец, "Тектоническая карта Евразии м-ба 1 : 5 000 000" и объяснительная записка к ней (1980 г.).

В последней из этих работ показано, что существуют два основных пути формирования континентальной коры – автохтонный и аллохтонный. Первый из них – это такой механизм, при котором новая континентальная кора формируется за счет метаморфизма и гранитизации комплексов горных пород океанической и переходной стадии при их скупивании. Следовательно, термин "автохтонный" подразумевает только автохтонность вещества формирующейся коры.

Аллохтонный способ формирования континентальной коры – это тот случай, когда происходит совмещение комплексов палеоокеанических структур с комплексами более древней континентальной коры или в результате надвигания палеоокеанической коры на континентальные окраины, или при столкновении континентальных блоков земной коры. В этом случае значительная роль в строении континентальной коры принадлежит древним метаморфитам, в той или иной степени ремобилизованным.

При преобразовании океанической коры обычно действуют оба механизма, однако в каждом конкретном случае преобладает один из них.

Как автохтонный, так и аллохтонный механизмы ведут в конце концов к аккреции (приращению) континентальной коры. Термин "аккреция" в настоящее время понимается достаточно широко и подразумевает формирование коры любого типа (океанической, переходной или континентальной). В настоящей работе мы рассматриваем

только кинематику аккреции континентальной коры или гранитно-метаморфического слоя, отвечающей стадии закрытия структур, развивавшихся на океанической коре.

Аккреция континентальной коры с точки зрения ее кинематики может осуществляться двумя путями. Первый из них – межконтинентальная аккреция. Она подразумевает столкновение двух крупных блоков с континентальным типом строения земной коры (столкновение континент–континент, континент–микроконтинент, микроконтинент–микроконтинент). Второй – приокеанический – тип аккреции связан с присоединением к континентальным массам окраинных частей океанических бассейнов.

Явление аккреции сопровождается сложным комплексом структурных и вещественных преобразований, охватывающих большие по мощности и протяженные по площади массы горных пород. В настоящей работе мы сделаем упор на одной стороне этого процесса – решающей роли горизонтальных движений при формировании аккреционных материковых областей фанерозоя.

МЕЖКОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ ТИП АККРЕЦИИ

Этот тип аккреции наиболее типичен для линейных складчатых зон, ныне располагающихся в пределах континентов (Урал, Средиземноморский пояс, каледониды южного обрамления Сибирской платформы и др.) или некогда располагавшихся внутри них (Аппалачи, каледониды Норвегии и др.). Как показывает история формирования этих складчатых областей, все они возникли в области сочленения кор различного типа – океанической и континентальной, при столкновении крупных массивов, сложенных материковой корой. Этот момент их истории в недалеком прошлом обычно назывался главной или завершающей фазой складчатости. К ранним стадиям межконтинентальной аккреции приурочено начало формирования покровно-складчатых сооружений, которое связано с крупномасштабным раслаиванием литосферы в широкой области сталкивающихся континентальных масс [4, 14]. В строении покровов принимает участие большой набор формационных комплексов, таких, как платформенный (в том числе и гранитно-метаморфический цоколь), пассивных и/или активных окраин и, наконец, комплексы океанической коры (офиолиты). Это раслаивание литосферы связано с огромными напряжениями, возникающими в области столкновения плит. Выделяется несколько поверхностей раслаивания.

Первая из них, относительно неглубокая и легко устанавливаемая при геологическом картировании, обычно располагается внутри разреза одной или двух структурно-формационных зон и связана с границей компетентных и некомпетентных пачек. Эта граница во время сжатия как бы обеспечивает смазку, облегчающую скольжение более высоких (обычно осадочных) горизонтов разреза. Примером подобной зоны срыва могут служить гипсоносные отложения верхнего триаса Альп, по которым платформенные и шельфовые комплексы легко проскальзывают при сильных сжатиях [16]. Аналогичные структуры установлены [10] в Центральном Памире, где терригенная толща мезо-кайнозоя сорвана с палеозойского основания. "Ослабленным" горизонтом здесь оказались гипсоносные карбонатные отложения пермо-триаса.

Вторую поверхность раслаивания, также легко устанавливаемую при картировании складчатых сооружений, образуют первичные конседиментационные границы раздела между структурно-формационными зонами, "подготовленные" во время доколлизийной стадии. Это и листрические разломы, и границы прогибов и поднятий, и области сочленения блоков с разной мощностью и типом коры, и многое другое. В результате такого рода раслаивания создается система разнофациальных покровов, в которых породы отвечают конкретной палеогеографической обстановке. Развертка таких покровов позволяет достаточно уверенно восстановить палеогеографические обстановки доколлизийного этапа. Примеров подобного рода реконструкций существует множество. Можно указать на классические исследования Г. Шарпта, М. Люжона и А. Гейма в Альпах. Аналогичные работы выполнены для Аппалачско-Каледонского региона, Урала и Тянь-Шаня.

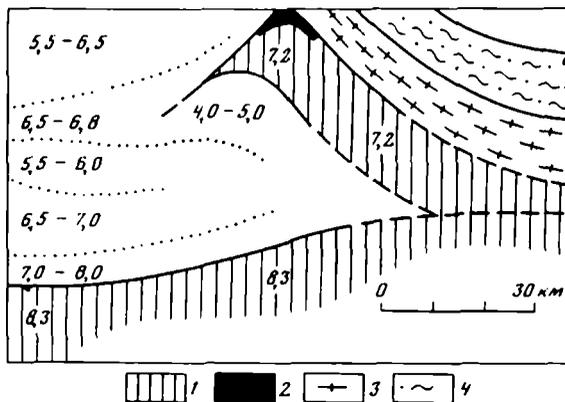


Рис. 1. Геофизический профиль через Центральные Альпы [17]

1 — мантия; 2 — выходы мантийных пород на поверхность (ультрабазиты); 3 — метабазиты; 4 — биотитовые гнейсы. Цифры на профиле — значения скоростей продольных сейсмических волн, км/с

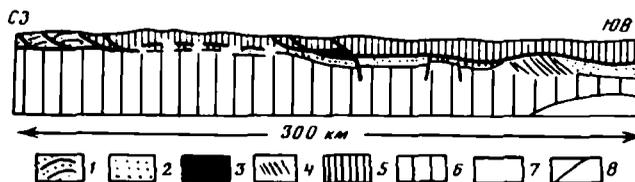


Рис. 2. Схематический профиль земной коры Южных Аппалачей [15]

1 — нижнепалеозойская осадочная толща зоны Долин и Хребтов; 2 — погребенная осадочная толща под зоной Голубого хребта и Внутренним Гидмонтом; 3 — существенно карбонатная толща; 4 — предполагаемые осадочные образования древнего континентального склона; 5 — аллохтонные образования континентальной коры Южных Аппалачей; 6 — автохтонная континентальная кора; 7 — верхняя мантия; 8 — разломы

Еще одна поверхность расслаивания, залегающая в пределах верхней мантии и устанавливаемая геофизическими методами, также возникает в момент аккреции межматерикового типа. Вдоль этой поверхности, как это имеет место в зоне Ивреа Альп, огромные по мощности плиты, в основании которых располагаются породы верхней мантии и "базальтового" слоя, надвинуты на образования гранитно-метаморфического слоя и его осадочную покрывку (рис. 1) [17]. Сходная картина устанавливается и для Юго-Западного Памира [1].

Совсем недавно американские геофизики, применяя новый вибрационно-сейсмический метод, показали [15], что большая часть осадочного сооружения Южных Аппалачей (если не все они) находится в аллохтонном залегании и их поверхностная структура не имеет ничего общего с глубинной. По мнению этих геологов, масштаб шарьрирования достигает 200 км и аллохтонные массы Южных Аппалачей надвинуты на раздробленную позднекембрийскую—раннепалеозойскую континентальную окраину (рис. 2). Близкая картина покровного строения устанавливается и для западного склона Южного Урала (рис. 3), Шотландии и варисцид Европы. Не исключено, что многие складчатые сооружения имеют подобную структуру.

Еще одна пологая поверхность расслаивания, возникающая в момент коллизии, отделяет пакет покровных пластин от более глубоких частей коры и верхней мантии. Можно предполагать, что процесс формирования офиолитовых аллохтонов при их обдукции также связан с возникновением зон тектонического расслаивания в океанической коре вблизи поверхности Мохоровичича.

В более поздний этап межконтинентальной аккреции продолжающееся столкновение континентальных плит приводит к пододвиганию одной плиты под другую, что

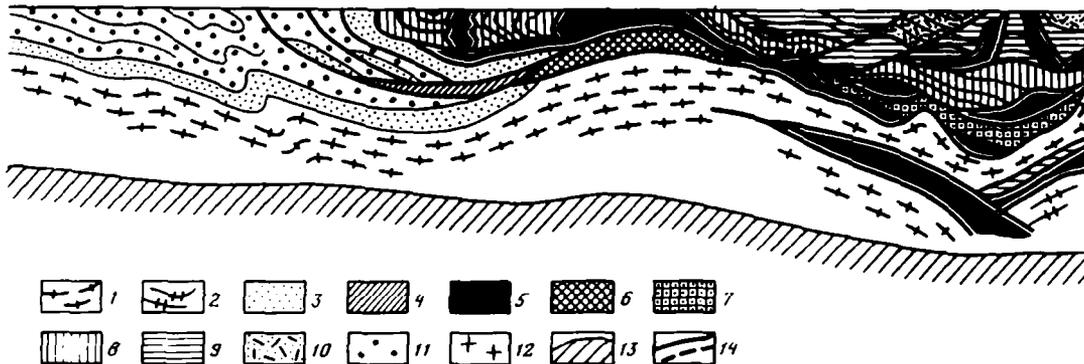


Рис. 3. Схематический профиль через Южный Урал [5]

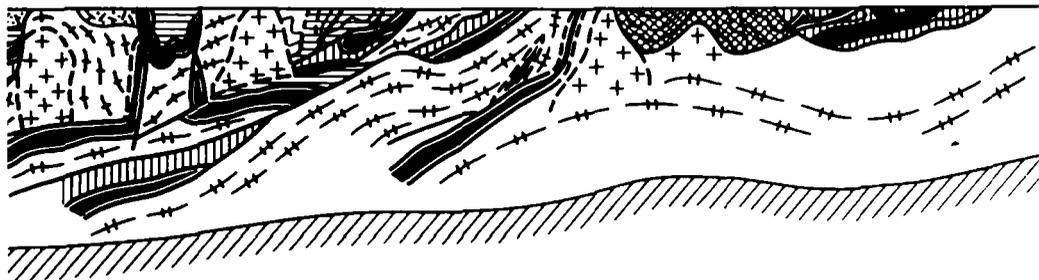
1 – фундамент Русской плиты; 2 – гранитно-метаморфический слой восточного обрамления; 3 – мезозойский чехол (шельфовые комплексы); 4 – комплексы континентального склона; 5 – комплексы меланократового основания (включая серпентинитовые меланжи); 6 – рифтогенные комплексы; 7 – формационные комплексы зон: 7 – Тагильской, 8 – Западной и Восточной, 9 – Осевой; 10 – комплексы предконтинентальной стадии; 11 – моцассы континентальной стадии; 12 – верхнепалеозойские граниты; 13 – современное положение поверхности Мохоровича; 14 – разломы

вызывает резкое изменение изостатического равновесия и связанный с этим явлением рост горных сооружений. Увеличение мощности гранитно-метаморфического слоя в результате его тектонического сдвигания или даже утроения сопровождается увеличением теплового потока, ростом термальных куполов, анатексисом и метаморфизмом пород, участвующих в строении покровов. Напряжения, возникающие в области столкновения континентальных глыб, разрешаются при помощи их дробления, вращения и образования систем сдвигов, часто совпадающих с зонами сутур. С этим же этапом часто бывает связано и явление ретрошарьирования.

Таким образом, аккреция межконтинентального типа возникает при закрытии бассейнов с корой океанического типа во время сближения и столкновения континентов или при приращении крупных микроконтинентов к континентальным окраинам. Этот тип аккреции сопровождается становлением огромных по мощности и протяженности тектонических покровов (в том числе и глубинных), образование которых связано с расслаиванием литосферы на разных ее уровнях. В строении верхнего пакета покровов обычно участвуют (снизу вверх): крупные фрагменты сталкивающихся континентальных масс, включая их осадочные чехлы, отслоенные от основания; формации активных и/или пассивных окраин и породы океанической коры (офиолиты). Описанный тип аккреции сопровождается расслаиванием литосферы как по вертикали, так и по горизонтали, метаморфизмом пород и ведет к формированию коры континентального типа главным образом за счет совмещения созданных ранее континентальных масс. Из сказанного нетрудно заметить что для межконтинентальной аккреции главным является аллохтонный механизм формирования континентальной коры.

ПЕРИОКЕАНИЧЕСКАЯ АККРЕЦИЯ

Этот тип преобразования океанической коры в континентальную наиболее типичен для обрамления Тихого океана. Изучение строения и структурного развития тихоокеанских континентальных окраин (азиатской, американской и австралийской) свидетельствует о проявлении здесь такого процесса в течение очень длительного времени, охватывающего фанерозой и значительную часть рифея. Главный показатель – это омоложение возраста зон континентальной коры в сторону ложа океана. В кайнозой и в



новейшую эпоху основной корообразующий процесс происходит на западе Тихого океана, в приконтинентальной полосе, охватывающей огромное пространство — от Аляски до Австралии. Тектоническая карта Востока СССР и сопредельных областей иллюстрирует последовательность приращения к Азии вновь образованных континентальных блоков в этом регионе (рис. 4) [13].

Сущность процесса образования континентальной коры заключается в формировании гранитно-метаморфического слоя и общей консолидации структуры. Процесс этот может быть очень длительным, и, пока он не завершился, соответствующие области представляют собой высокоподвижные тектонические зоны. На карте Востока СССР выделены области незавершенного формирования континентальной коры, при этом гранитно-метаморфический слой в них имеет разный возраст: в Северном Приохотье — 140 млн лет, в Корякском нагорье — 70, на Западной Камчатке, Сахалине и Хоккайдо — 40–50, на Восточной Камчатке — 25 млн лет. В пределах Курил гранитно-метаморфический слой местами лишь зарождается.

В образовании островных дуг океанической природы в начальный период играет, как видно, большую роль тектоническое скучивание океанической коры. Это можно проиллюстрировать строением разреза приконтинентального склона желоба Тонга на его северном окончании. Экспедицией ДВНЦ АН СССР на судне "Каллисто" (16-й рейс) в результате 40 драгирований в интервале глубин 6500–1200 м установлено трехкратное повторение нормального разреза океанической коры (рис. 5) [9].

Офиолитовые аллохтоны появляются и на более поздних стадиях развития островных дуг, что установлено на островах Яп, Шикотан и др.

Формирование континентальной коры на периферии океана часто сопровождается деструктивными явлениями, притом крупного порядка. В современной структуре подобным примером являются Японское, Тасманово, Коралловое и некоторые другие моря. Ископаемым примером может служить современный Корякский хребет. В поздней юре здесь в результате деструкции произошло новообразование краевого моря, на основе которого к концу кампана — началу маастрихта сформировалась структура (рис. 6, б), впоследствии сильно усложненная процессами тектонического скучивания (рис. 6, а).

Тектоническое скучивание пластин земной коры и мантийных, возникшее в результате покрово- и надвигообразования, установлено в последние годы по всей окраине Востока СССР, включая Корякию, Восточную Камчатку, Сахалин и Сихотэ-Алинь [7].

Скучиванию подверглись породы океанической и переходной коры. Интересно отметить, что направление движения масс при тектоническом скучивании во времени может резко меняться. Например, на восточном Сихотэ-Алине и на Сахалине в раннем мелу надвигание шло в сторону океана, а в конце мела — палеогене движение масс происходило в обратном направлении. При этом в ряде случаев (Сахалин, Малая Курильская дуга, Хоккайдо и др.) формировались офиолитовые аллохтоны. Вероятно, такую переориентировку направления движений можно связывать с заложением краевых морей в результате деструкции и связанных с нею раздвигов.

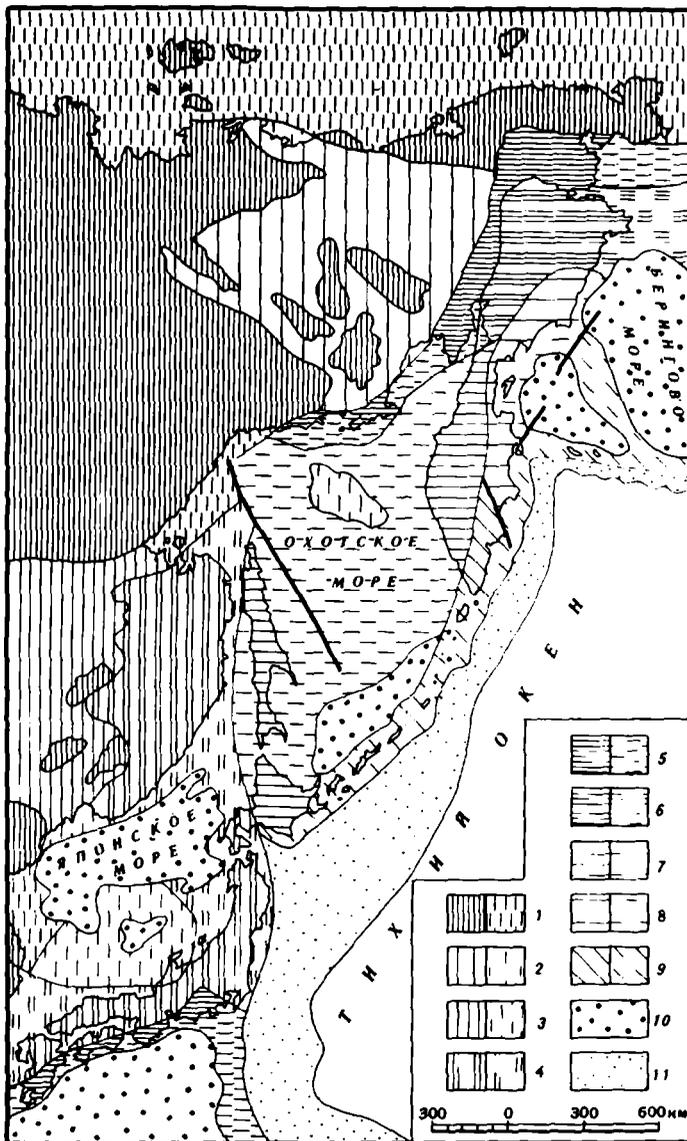


Рис. 4. Тектоническая карта Востока СССР и сопредельных областей (1979 г., упрощенная)

Области континентальной коры с возрастом (млн лет): 1 – 1700 и более, 2 – 290, 3 – 100, 4 – 65; области незрелой континентальной коры с возрастом гранитно-метаморфического слоя (млн лет): 5 – 140, 6 – 70, 7 – 50, 8 – 25; 9 – области современного формирования гранитно-метаморфического слоя; 10 – глубоководные впадины с субокеаническим типом коры; 11 – зоны глубоководных желобов и краевых океанических валов. Пунктиром показаны подводные продолжения зон

Имеющиеся материалы позволяют констатировать, что подобные процессы происходят на всем протяжении переходной стадии развития земной коры до полного формирования коры континентального типа.

Процессы скучивания сопровождаются тектоническим расслоением литосферы с образованием многочисленных покровных пластин, нередко имеющих дискордантную структуру. Например, слабдеформированные офиолитовые аллохтоны часто залегают на сложносмятых предостроводужных отложениях (Сахалин, Новая Каледония).

Рис. 5. Совмещенные разрезы океанической коры на островном склоне северного окончания желоба Тонга [9]

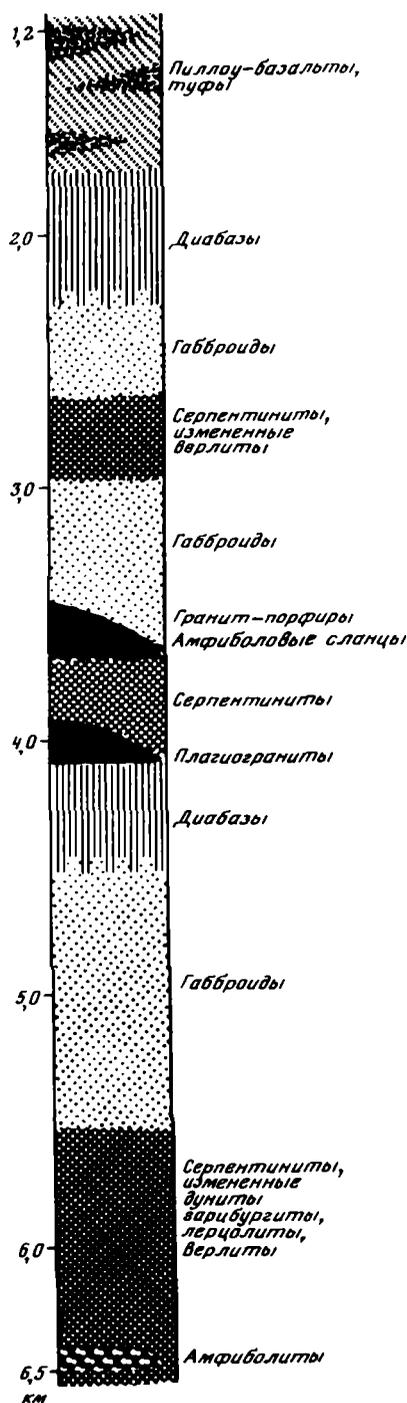
Геофизикой доказаны и обратные случаи, когда деформированный комплекс внешнего склона дуги надвинут на пологозалегающие образования первого и второго слоев (Японский, Курильский желоба, Малая Антильская дуга).

Тектонические срывы (расслоение литосферы) возникают по разным уровням. Один из них, отвечающий верхам мантии, устанавливается для Корякского нагорья, о котором говорилось выше. Именно по этому уровню произошло раздвижение верхней части литосферы, обусловившее образование в юрское время краевого моря.

Таким образом, аккреция периокеанического типа свойственна окраинам Тихого океана. Этот тип аккреции в противоположность межконтинентальному типу сопровождается не только закрытием бассейнов с океанической корой, но и открытием их. Для этого типа аккреции столкновение континентальных глыб нехарактерно. Периокеанический тип аккреции по сравнению с межконтинентальным охватывает огромный промежуток времени (по крайней мере фанерозой) и вплоть до настоящего времени не завершен. Периокеанический тип аккреции, так же, как и межконтинентальный, сопровождается становлением огромных по мощности и протяженности тектонических покровов, связанных с расслаиванием литосферы. В противоположность межконтинентальному типу аккреции в строении пакетов покровов участвуют главным образом породы океанической коры и формации активных окраин континентов. Периокеанический тип аккреции прямо не ведет к возникновению континентальной коры, так как вначале формируется гранитно-метаморфический слой. Следовательно, для периокеанической аккреции главным является автохтонный механизм формирования континентальной коры.

В целом можно сделать вывод, что формирование континентальной коры (как автохтонный, так и аллохтонный механизмы) в результате аккреции происходит на фоне крупных горизонтальных перемещений, сопровождаемых тектоническим расслаиванием литосферы на разных ее уровнях.

Тектоническое сучивание и расслоение литосферы возникает не только вдоль океанических окраин. Оно характерно и для внутренних частей океанов.



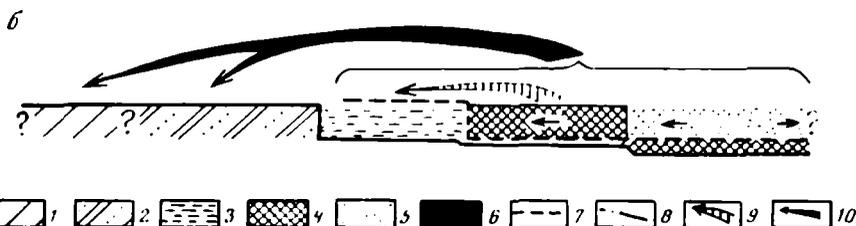
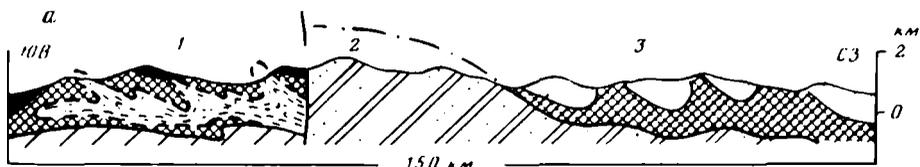


Рис. 6. Геологический профиль (а) и палинспастическая схема (б) Корякского хребта [11]

1 - вулканогенно-кремнисто-терригенная толща (J_3-K_1); 2 - терригенная толща (J_3-P_1); 3 - терригенно-олигостромовая толща (J_3-K_2m); 4 - офиолиты (включая вулканогенно-кремнистую толщу - PZ_3-T); 5 - вулканогенно-кремнистая (J_3-K_1) и граувакковая (K_1-2) толщи; 6 - терригенная толща (K_2m); 7 - система тыловой срыв-фронтальный надвиг, приуроченная к поверхности раздела габбро-ультрабазиты; 8 - Корякский надвиг; 9 - юрско-меловые смещения; 10 - эоценовые смещения; цифры на профиле - зоны: 1 - Эконайская, 2 - Алыкватваамская, 3 - Майницкая

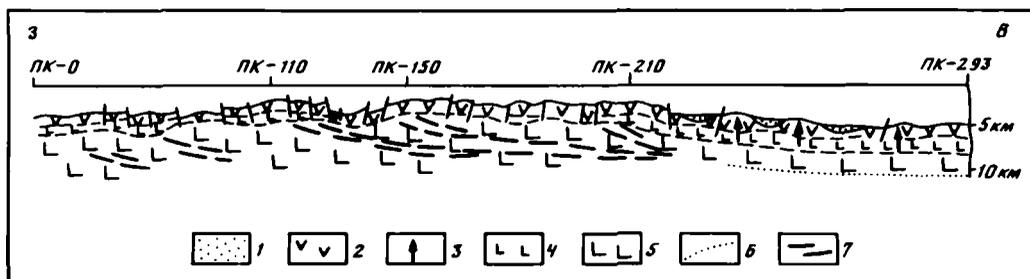


Рис. 7. Схематический разрез через Срединно-Атлантический хребет на 20° ю.ш. [6]. Соотношение горизонтального и вертикального масштаба 1 : 2

1 - осадки (1-й слой); 2 - лавы (2-й слой); 3 - вулканические постройки (2-й слой); 4 - верхняя часть 3-го слоя (дайки? габбро? расплав?); 5 - нижняя часть 3-го слоя (полосчатое габбро?); 6 - геофизическая граница М; 7 - секущие отражающие площадки

К настоящему времени у авторов выкристаллизовалось представление о тектоническом сучивании пластин земной коры и литосферы в океанических областях, вызванном латеральным перемещением пластин по зонам срыва, проходящим на разных глубинах. В пользу этого свидетельствует ряд данных, в том числе: выявленные глубоководным бурением в разных океанах зоны тектонитов; установленные драгированием и также бурением случаи нарушенного залегания пород, когда более древние породы располагаются в разрезах выше более молодых; геофизические данные о значительном утолщении 2-го и особенно 3-го слоев океанической коры. Публикации по этому вопросу уже имеются [8]. В данном сообщении указывается на новый факт, заслуживающий большого внимания в этом смысле и касающийся строения Срединно-Атлантического хребта.

В 1982 г. в 7-м рейсе нис "Профессор Штокман" был выполнен глубинный сейсмопрофиль, пересекающий Срединно-Атлантический хребет по 20° ю.ш. (рис. 7) [6]. Обработка этого профиля показала, что в его средней части, не согласуясь с положением осевого рифта, в 3-м слое коры имеется целая серия весьма полого наклонен-

ных на восток поверхностей, представляющих собой, несомненно, поверхности срыва. Зона таких деформаций прослеживается вкост простираения хребта по крайней мере на 200 км. Наиболее вероятное истолкование этого явления — тектоническое скупивание в 3-м слое. Породы вышележащих слоев деформациями не затрагиваются, т.е. налицо структурная дисгармония в коре. Очевидно, деформациям способствовало более пластичное состояние глубинных масс, в целом сорванных с какой-то более глубокой поверхности. На возможность такого срыва указывает сходжение наклонных поверхностей в нижней части профиля.

Тектонические срывы в океанической коре выявляются и в палеоокеанических структурах. Так, внутри океанической коры мезозойского Тетиса в конце раннего мела произошло скупивание океанической коры, которое привело к метаморфизму 1-го и 2-го ее слоев. Эти деформации, проходившие вблизи зон спрединга и вызванные изменением полюса вращения плит, привели к резкому изменению палеогеографической обстановки и характера вулканизма [3].

Из всего сказанного можно сделать вывод, что аккреция любого типа вызывается тектоническим скупиванием. В результате этого явления может быть сформирована кора как континентального, так и переходного типа (*островная дуга*). В результате этого же процесса создается утолщенная и деформированная океаническая кора внутри океанических пространств.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенные выше представления целиком основаны на мобилистских идеях об огромной роли горизонтальных перемещений в структурном развитии земной коры. Одним из краеугольных камней современного мобилизма является признание того, что офиолитовые комплексы, широко развитые в зонах аккреции, представляют собой реликты океанической коры геологического прошлого. Из этого следует, что в доаккреционный период крупные континенты разделялись областями с океанической корой, которая впоследствии в течение длительного отрезка геологического времени как бы "сгребалась" с места своего первичного нахождения и транспортировалась на края континентов. Существование областей, сложенных океанической корой и впоследствии уничтоженных в результате горизонтальных перемещений, доказывалось многими геологическими методами, основанными на актуалистическом подходе к геологическому прошлому. Например, во многих складчатых сооружениях для доаккреционного этапа их развития по составу отложений и их пространственной зональности устанавливаются области, легко сопоставимые с современными окраинами Атлантического океана (пассивный тип окраин). Так же без особого труда выделяются области с активным развитием магматизма, латеральная и поперечная зональности которых и состав магматических продуктов исключительно близки к таковым западного обрамления Тихого океана (активный тип окраин). Поскольку такого рода области обрамляют современные океаны, то естественно считать, что они занимали аналогичное структурное положение и в геологическом прошлом, а разделяющие их пространства с океанической корой были уничтожены в процессе аккреции, связанной с горизонтальными перемещениями литосферных масс.

Глобальные горизонтальные перемещения доказываются и многими другими независимыми геологическими и геофизическими методами. Например, по данным В.А.Вахрамеева¹, можно считать, что в ранней и средней юре Гренландия располагалась значительно южнее своего современного положения, поскольку раннеюрская флора залива Скоресби на ее восточном побережье тождественна по своему составу одновозрастным флорам Западной Европы (Южная Швеция, ФРГ), располагавшимся в субтропическом поясе. Эта раннеюрская флора не имеет ничего общего с одновозрастными флорами

¹ Доклад на заседании Президиума АН СССР 25 октября 1984 г. на тему "Фитогеография, палеоклиматы и положение материков в мезозое".

Сибири, хотя в наше время север Сибири и Гренландия располагаются примерно на одной широте. Ранне- и среднеюрская флоры Австралии, Западной Антарктиды (Земля Грейама) и Аргентины очень близки по составу и, несомненно, располагались в едином субтропическом поясе Южного полушария. Западная Африка соприкасалась с Бразилией, образуя единый континент, на котором резко преобладали процессы сноса. Континентальные отложения юрского возраста в центре этого континента не сохранились.

В начале раннего мела между Бразилией и Западной Африкой возникла рифтовая впадина, заполнявшаяся континентальными, озерными и аллювиальными отложениями, которые сохранились в грабенах по обоим берегам современной Южной Атлантики. Важно, что состав заключенных в них остатков растений (спор и пыльцы) оказался одинаковым, что подтверждает соединение этих континентов в начале раннего мела. В апте в эту систему рифтовых впадин с юга проникла морская вода и возник узкий солеродный бассейн, сменившийся в альбе мелководными морскими отложениями, отлагавшимися в бассейне, выклинивавшемся к северу. Только в сеномане или даже в раннем туроне произошло соединение этого бассейна с Центральной Атлантикой и возникла Южная Атлантика.

Процесс расширения Южной Атлантики в кампане прервал существовавшие ранее связи между растительным и животным миром обоих континентов, каждый из которых начал развиваться самостоятельно. Поэтому уже в третичное время возникли два самостоятельных растительных царства – Палеотропическое в Африке и Неотропическое в Южной Америке, сильно различающиеся по составу растений.

Гренландия в это время еще не начала свой дрейф к северу, и ее южная половина была занята субтропической растительностью, близкой к растительности Центральной Европы.

Все перечисленные выше методы исследования, свидетельствующие о крупных перемещениях материковых масс, дают качественную характеристику этого процесса, но не содержат ответа на вопрос о масштабах этого перемещения. В последние годы появился целый ряд новых геофизических методов, позволяющих охарактеризовать этот процесс и с количественной стороны. Палеогеодинамический метод, основанный на определении возраста магнитных аномалий океанов, позволяет восстанавливать положение континентов по долготе (начиная с мезозоя). Палеомагнитный метод дает ответ на положение материков по широте. Соединение этих двух методов позволяет с достаточной степенью уверенности реконструировать положение крупных материковых глыб на каждый момент геологической истории. Использование этих методов привело к созданию многочисленных палеореконструкций как за рубежом, так и у нас. Несмотря на разницу в этих построениях, иногда весьма существенную, все они показывают гигантские перемещения материков. Например, только с конца триаса и до раннего палеогена Африка проделала путь в несколько тысяч километров, закрыв при этом океанический бассейн мезозойского Тетиса.

Горизонтальные перемещения литосферных плит доказаны и современными геодезическими наблюдениями со спутников, с помощью которых, например, установлено, что по отношению к Северной Америке Евразийская плита перемещается на восток со скоростью 9,7 см/год, Тихоокеанская – на запад и юг со скоростями соответственно 8,2 и 5,4 см/год, Австралийская – 14,1 см/год на север [2].

Формирование структуры земной коры континентов в неогее обусловлено крупномасштабным латеральным перемещением масс горных пород и их сгущиванием. Этот процесс сопровождался тектоническим расслаиванием литосферы и дифференцированным смещением обособившихся литопластин, что нередко приводило к возникновению сложно построенных аккреционных систем. В настоящее время нет теории, которая бы удовлетворительно объясняла механизм такого расслаивания. Однако имеющийся фактический материал определенно указывает на то, что расслаивание литосферы достаточно широко проявлено как на континентах, так и в океанах. В первую очередь в пользу этого свидетельствует существование закономерного построенных, гигантской амплитуды

аллохтонов, характеризующихся определенным структурным уровнем заложения. С определенными ограничениями можно принять модель глубинной конвекции вещества Земли, однако выяснение структурно-генетических связей конвекционных процессов и тектонического расчленения литосферы является предметом будущих исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белов А.А., Книппер А.Л., Руженцев С.В. Историко-тектоническая и структурная интерпретация гранито-гнейсовых массивов Альпийской складчатой области // Тектоника срединных массивов. М.: Наука, 1976. С. 117–136.
2. Зоненшайн Л.П. Вопросы тектоники на 28-й Генеральной ассамблее Международного геодезического и геофизического союза // Геотектоника. 1984. № 1. С. 124–128.
3. Книппер А.Л. Движение австрийской фазы в океанической коре Тетиса // Геотектоника. 1984. № 2. С. 3–15.
4. Лейве А.В., Руженцев С.В., Трифионов В.Г. Тектоническая расчлененность и задачи изучения литосферы континентов // Геотектоника. 1983. № 1. С. 3–13.
5. Перфильев А.С. Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М.: Наука, 1979. 188 с.
6. Пушаровский Ю.М., Ельников Н.И., Коган Л.И., Перфильев А.С. Новые данные о глубинном строении Срединно-Атлантического хребта (20° ю.ш.) // Геотектоника. 1985. № 6. С. 5–13.
7. Пушаровский Ю.М., Зинкевич В.П., Мазарович А.О. и др. Покровные и чешуйчато-надвиговые структуры в северо-западном обрамлении Тихого океана // Геотектоника. 1983. № 6. С. 30–45.
8. Пушаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н. Тектоника северо-запада Тихого океана // Геотектоника. 1981. № 1. С. 5–18.
9. Пушин И.К. Экспедиция к желобу Тонга // Природа. 1983. № 9. С. 25–27.
10. Руженцев С.В. Особенности структуры и механизм образования сорванных покровов. М.: Наука, 1971. 135 С.
11. Руженцев С.В., Бялбжеский С.Г., Соколов С.Д. Офиолитовые покровы Корякского хребта // Докл. АН СССР. 1978. Т. 239, № 5. С. 1186–1189.
12. Строение дна северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1984. 230 с.
13. Тектоническая карта Востока СССР и сопредельных областей. М-6 1 : 2 500 000. М., 1979.
14. Тектоническая расчлененность литосферы. М.: Наука, 1980. 210 с.
15. Cook F.A., Brown L.D., Oliver T.E. The Southern Appalachians and the growth of continents // Sci. Amer. 1980. Vol. 234, N 4. P. 124–138.
16. Debelmas J. Alpes Savoie et Dauphiné // Guides géologiques régionaux. P.: Masson, 1975. P. 1–213.
17. Menard G., Thouvenot F. Écaillage de la Lithosphère européenne sous les Alpes Occidentales: arguments gravimétriques et sismiques liés à l'anomalie d'Ivrea // Bull. Soc. géol. France. 1984. Vol. 26, N 5. P. 875–884.

УДК 551.24

В.В. Белоусов

ЭНДОГЕННЫЕ РЕЖИМЫ МАТЕРИКОВ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИХ РАЗВИТИЯ

Словари говорят, что закон или закономерность – это необходимое, существенное, устойчивое, повторяющееся отношение между явлениями. Для нас, геологов, это устойчиво повторяющиеся временные и пространственные отношения между явлениями в земной коре. То, что закономерные связи между геологическими явлениями действительно существуют, следует из всей геологической практики: если бы таких связей не было, невозможен был бы какой-либо геологический прогноз.

Геологические явления состоят из движения вещества земной коры и его физико-химических превращений. И те и другие происходят как раздельно, так и совместно, часто взаимообуславливая друг друга.

В дальнейшем речь будет идти о закономерностях в проявлении эндогенных процессов – тектонических, магматических, метаморфических.

Так же, как сами эндогенные процессы, закономерности, управляющие ими, проявляются на различных уровнях: от образования минеральных текстур горных пород

в процессе их деформации или от связи пластических деформаций с разрывами до уровня стадийности развития геосинклиналей и пространственного размещения геосинклиналей и платформ, континентов и океанов.

Хотя все закономерности этих типов, в том числе и принадлежащие к самым частным порядкам, далеко не полностью поняты, можно, однако, отметить, что, чем крупнее порядок закономерности, тем менее ясна ее причинная обусловленность. Достаточно сравнить, например, закономерности образования ориентированных текстур, с одной стороны, и закономерную смену геосинклинального режима платформенным – с другой. Такая разная степень понимания обусловленности закономерностей связана с тем, что, чем крупнее закономерность, тем с более глубокими процессами в тектоносфере она связана, тем глубже в недрах Земли скрыты причины явлений и, естественно, тем менее они нам известны.

Закономерности с неясными причинами приобретают характер эмпирических обобщений. Мы не знаем, почему они проявляются, но они существуют. И это не должно нас смущать. Ведь именно в эмпирических обобщениях содержится основное богатство современной геологии. Хотя в истории науки остается память о гипотезах, пытавшихся причинно объяснить процессы в земной коре, но не на геотектонических гипотезах строятся металлогенические прогнозы или вырабатываются поисковые критерии на нефть и газ, а на таких эмпирических обобщениях, как та же стадийность геосинклиналей или особенности строения и развития платформ и т.п. При переходе же к еще более крупным процессам сами закономерности как бы "затуманиваются". Мы можем только предполагать, что они существуют.

Закономерность эндогенных явлений теснейшим образом связана с вещественными и структурными неоднородностями земной коры и верхней мантии. С одной стороны, движения и физико-химические процессы в тектоносфере неоднородностями вызываются, с другой стороны, они приводят к образованию новых неоднородностей. Неоднородности эти очень различны: чисто структурные, плотностные, связанные с различиями деформационных свойств или с потенциалами физико-химических полей. Жизнь тектоносферы – это бесконечное преобразование неоднородностей.

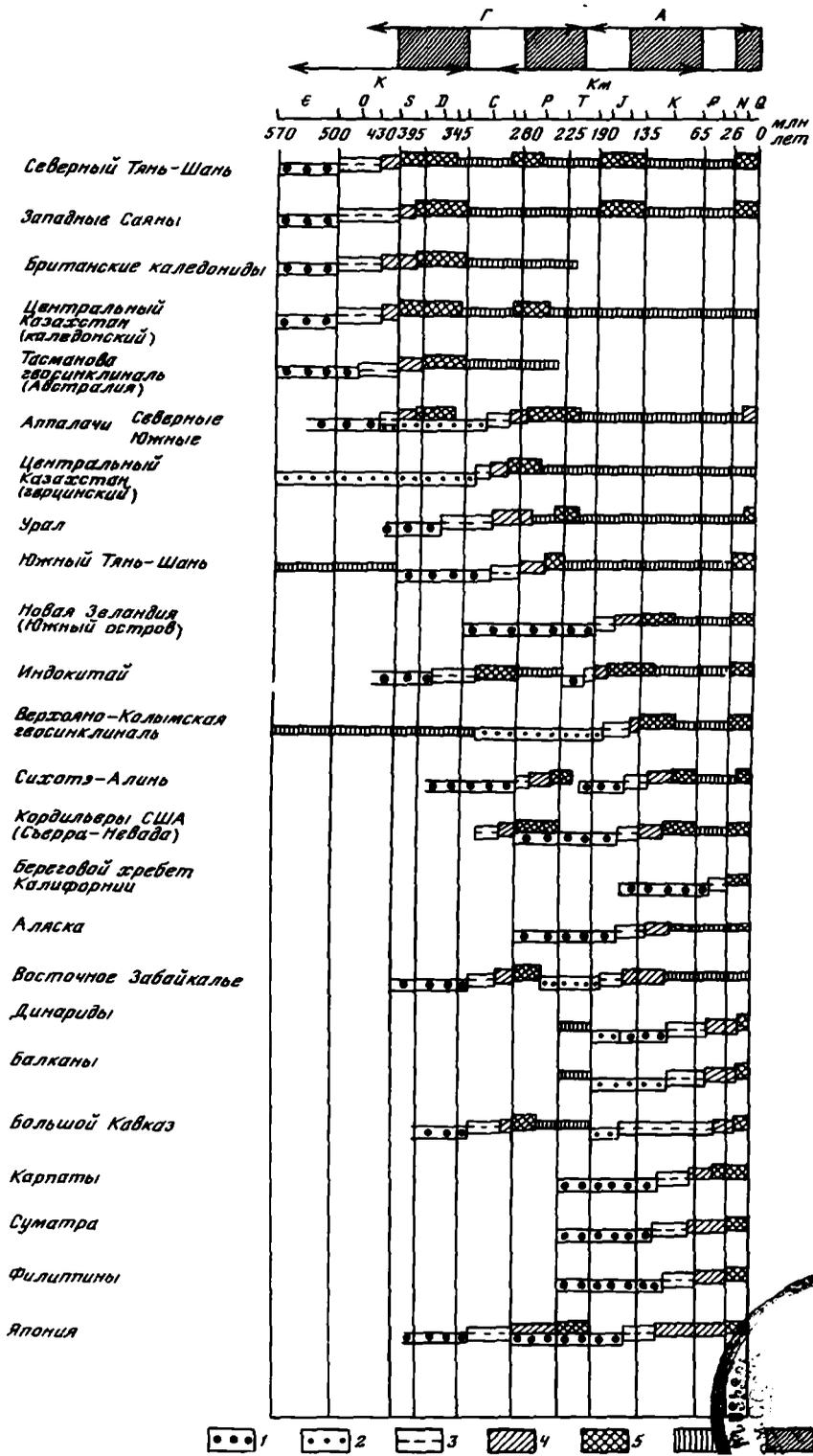
Основным нашим примером закономерностей эндогенных процессов будет стадийность развития геосинклиналей. Это общеизвестная временная закономерность. Хотя каждая геосинклиналь индивидуальна, в геосинклиналях любого возраста в качестве фона просвечивает одна и та же последовательность основных событий. Пусть в различных терминологиях эти стадии называются по-разному, всем понятно, о чем идет речь, какая бы стадия ни имелась в виду. И это со своей стороны подтверждает наличие одинаковой стадийности во всех геосинклиналях любого возраста. Больше того, наблюдается довольно близкое (в геологическом масштабе времени) совпадение времени прохождения таких стадий в существующих в пределах единого эндогенного цикла разных геосинклиналях, находящихся даже на разных континентах (рис. 1) [1–3].

Однако правильное понимание стадийности развития геосинклиналей и эндогенной цикличности требует учета некоторых обстоятельств, имеющих существенное методологическое значение.

Во-первых, это единство эндогенных процессов. Все они – тектонические, магматические, метаморфические – образуют единый, тесно связанный внутри себя комплекс и питаются из единого глубинного источника. Поэтому речь должна идти не столько о проявлении отдельных эндогенных процессов, сколько о закономерностях развития их совокупности, так называемых эндогенных режимов.

Рис. 1. Ритм эндогенных режимов

Режимы: 1 – эвгеосинклинальный, доинверсионная стадия, 2 – мюгеосинклинальный, 3 – эв- и мюгеосинклинальный, инверсионная стадия, 4 – то же, послейинверсионная стадия, 5 – орогенный, 6 – платформенный, 7 – мантийно-возбужденный; циклы: К – каледонский, Г – герцинский, Км – киммерийский, А – альпийский



Это условие часто нарушается. Сплошь и рядом, например, понятие об эндогенных циклах подменяется представлением о циклах складкообразования. Удивительно упорно держится отношение к складкообразованию как к главному процессу в развитии земной коры. Под эндогенными циклами понимаются фазы складчатости или эпохи складкообразования. Преклонение перед складкообразованием так велико, что в нарушение соразмерности причин и следствий для смятия слоев в складки верхних слоев коры предполагаются перемещения огромных литосферных плит толщиной свыше 100 км. Такое отношение к явлению складчатости могло иметь оправдание в XIX в., но выглядит странным сейчас, когда стало ясно, что наблюдаемая на поверхности складчатость представляет собой (в масштабе не только литосферы, но и коры) явление, по охвату объема вещества значительно уступающее иным движениям коры и магматизму, а также региональному метаморфизму. Речь должна идти о стадиях развития не отдельных эндогенных процессов, а эндогенного режима в целом.

Во-вторых, при изучении временных закономерностей развития земной коры следует иметь в виду, что процессы, составляющие это развитие, всегда разделяются, как уже указывалось, на разные порядки. Соответственно, и закономерности бывают разного порядка. По-видимому, наиболее устойчивы общие закономерности, относящиеся к процессам крупных порядков (хотя они могут быть менее понятными), тогда как процессы частные носят в большей мере локальный и преходящий характер. Можно предполагать, что наиболее общая последовательность эндогенных процессов определяется неким основным глубинным механизмом, а более частные особенности развития коры связаны с локальными и временными неоднородностями как самого механизма, так и той среды, на которую он воздействует. Поэтому в развитии тектоносферы требуется различать основные, наиболее общие процессы и процессы побочные, локальные, кратковременные.

На рис. 1 в первом приближении хорошо выделяются почти одновременные эндогенные циклы. Эта приближенная одновременность особенно хорошо видна по времени наступления орогенного режима, отмечающего конец соответствующего цикла: орогенный режим силура—девона соответствует концу каледонского цикла, орогенный режим конца карбона—перми—начала триаса отвечает концу герцинского цикла, орогенный режим юры—мела отмечает конец киммерийского цикла, орогенный режим неогена — антропогена представляет конец альпийского цикла.

Однако, сопоставляя время проявления орогенного режима с бóльшим приближением, мы найдем существенные расхождения, измеряемые десятками миллионов лет.

На рис. 2 показана история общих вертикальных колебаний Восточно-Европейской платформы в течение фанерозоя. Хорошо выделяются три основных цикла. Если же мы обратимся к колебаниям более частных порядков (рис. 3), то выявить среди них какие-либо закономерности много труднее [7].

В-третьих, к предыдущему обстоятельству тесно примыкает то, что закономерности развития эндогенных процессов носят статистический характер. Не только крупные явления осложняются более частными, но и закономерности развития крупных явлений вполне выявляются только при сопоставлении некоторого количества индивидуальных случаев. Та же стадийность геосинклинали становится ясной лишь после сопоставления истории ряда геосинклиналей. Поэтому для умозаключений общего характера нельзя основываться на единичных случаях.

Статистический характер геологических закономерностей делает такие понятия, как область относительного прогибания, или область относительного поднятия, или магматический пояс (для зоны интенсивной и длительной эффузивно-интрузивной деятельности), или подвижная зона (для зон, где длительно существует совокупность интенсивных и разнообразных движений земной коры), отражающие преимущественное направление или преимущественный характер длительного развития земной коры, более соответствующими духу геологии как естественноисторической дисциплины, чем вошедшие сейчас в обиход такие характеристики статического состояния коры, как островные дуги, "задуговые" бассейны или срединные океанические хребты. В этой новой системе

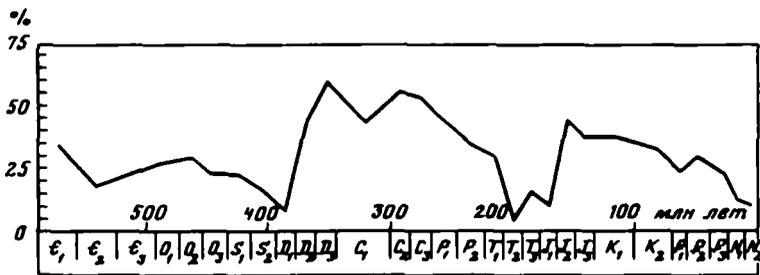


Рис. 2. Изменение площади седиментации (в %) относительно всей площади Восточно-Европейской платформы для фанерозоя [6]

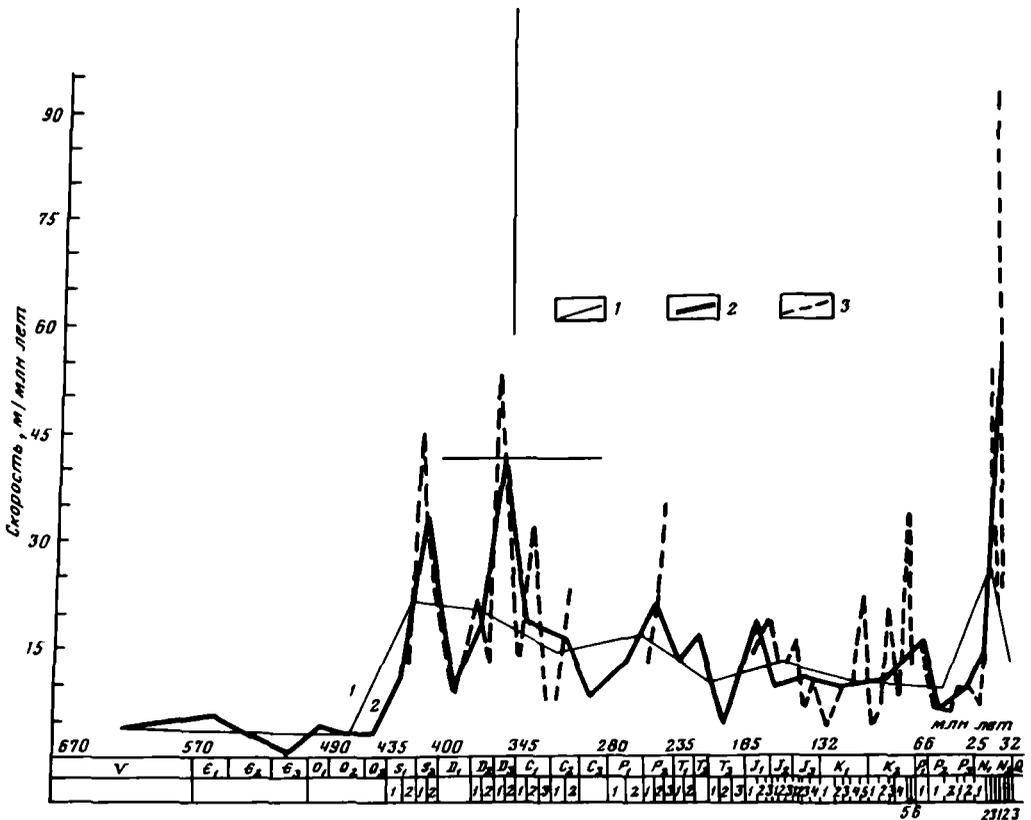


Рис. 3. Максимальные скорости погружения областей осадконакопления Восточно-Европейской платформы

1 - для периодов; 2 - для эпох; 3 - для веков [7]

чисто морфологических понятий для определения подвижности земной коры остается только сейсмичность, которая в действительности представляет собой лишь частное выражение более общего тектонического процесса. А для понятия "геосинклиналь" вообще нет места, так как это понятие является и историческим и статистическим, характеризующим собой длительную цепь следующих друг за другом событий, происходящих с определенной степенью вероятности.

В-четвертых, хотя геологические закономерности в большинстве своем не могут быть выражены в законченной количественной форме, подход, который можно условно

назвать полуколичественным (когда числа заменяются характеристиками "больше" и "меньше"), играет в геологических умозаключениях чрезвычайно большую роль и заслуживает полного признания. Он многократно оправдывал себя как в теоретическом, так и в практическом отношениях.

Качественно различные эндогенные зоны – эвгеосинклинали, миогеосинклинали, молодые и древние платформы – связаны друг с другом в конечном счете именно такими полуколичественными различиями. Эвгеосинклиналь характеризуется максимальной интенсивностью всех эндогенных процессов, включающих, в частности, мобилизацию не только основного, но и ультраосновного материала верхней мантии, что требует наибольших затрат энергии. При переходе к миогеосинклинали степень энергетического возбуждения верхней мантии снижается: существуют геосинклинали (например, Большой Кавказ в альпийском цикле), где выплавляются основные магмы, а ультраосновные на поверхности отсутствуют¹. А дальше – в типичной миогеосинклинали – уже нет выплавления основных мантийных магм, хотя другие явления – гранитизация, региональный метаморфизм, складкообразование – сохраняются. В конце ряда расположатся молодые и далее древние платформы. Из развития последних исключаются уже и региональный метаморфизм, и гранитизация, и голоморфная складчатость, и почти полностью магматизм. Но сохраняются вертикальные движения земной коры, в истории которых проявляется цикличность во времени, вполне совпадающая с эндогенной цикличностью в более возбужденных областях. В самой общей форме эта цикличность состоит в том, что в начале цикла на платформах преобладают опускания коры, а в конце цикла – ее поднятия. Но такая же смена направленности вертикальных движений наблюдается и в наиболее сложно развивающейся геосинклинали.

Понимание качественных различий между эндогенными режимами как результата накопления количественных изменений в степени возбуждения тех недр, где сосредоточены причины всех этих явлений (хотя "количество" их остается неизвестным), позволяет не противопоставлять "подвижные" и "стабильные" области как совершенно разнородные элементы строения коры, а видеть в них отражение глубинных процессов одной природы, но разной интенсивности.

Качественные характеристики геологических закономерностей отражают, конечно, ограниченность наших знаний о глубоких недрах Земли. Переход к количественным закономерностям будет свидетельствовать о совершенствовании знаний о составе и свойствах глубинного вещества и о происходящих в нем процессах. Стремление перейти от качественных закономерностей к количественным следует, конечно, поддерживать. Но нельзя не предостеречь и от излишней поспешности: количественные модели эндогенных процессов при недостатке точных знаний могут легко повести к самообману.

Примером закономерности пространственного характера является преобладание определенных простираний тектонических зон (рис. 4). Статистически устанавливается, что решительно преобладают следующие простирания: почти точно меридиональное, почти точно широтное и два диагональных, отстоящих от первых на 30–45°, тогда как на расстоянии от тех же "ортогональных" направлений в 15 и 75° вырисовываются хорошо выраженные минимумы. Эта закономерность в равной мере относится к тектоническим зонам любого возраста – от архея до конца фанерозоя. Нет сомнения, что это факт фундаментального значения, хотя природа его остается непонятой [4].

Если перейти к закономерностям более крупных порядков, то можно увидеть проявление как временной, так и пространственной закономерностей, например, в увеличении площади платформ за счет геосинклиналей в позднем протерозое и фанерозое. Не случайно, конечно, что к новейшему геологическому времени этот процесс привел не к беспорядочной разбросанности платформ и остатков геосинклиналей, а к концентрации геосинклинального режима в почти широтной Карибско-Средиземноморско-Гималайской полосе, с одной стороны, и в Тихоокеанском "кольце" – с другой.

¹ Их называют иногда мезо- или метагеосинклиналиями.

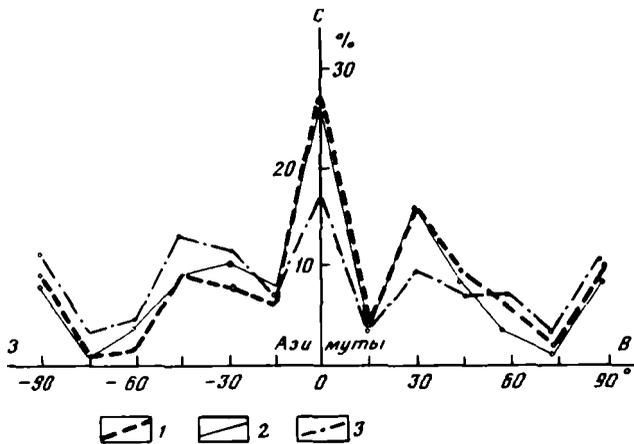


Рис. 4. Диаграмма относительной распространенности простираций складчатых структур на всех континентах для архейской (1), протерозойской (2) и фанерозойской (3) эр [4]

Еще более крупные закономерности можно видеть в антиподальности суши и моря, в асимметрии Северного и Южного, а также Западного и Восточного полушарий, в заостренности материков к югу и в прямой связи между площадью материка и его средней высотой (табл. 1). Когда-то эти особенности строения земного шара привлекали к себе внимание и ими много занимались. Сейчас они забыты.

Только путем изучения всех закономерностей эндогенных процессов, временных и пространственных, и путем сопоставления их с геофизическими и геохимическими данными мы можем ставить перед собой проблему причинности этих процессов и раскрывать все более общие и более глубокие закономерности.

Вызывает удивление распространившееся сейчас мнение, что в развитии земной коры какие-либо закономерности вообще отсутствуют. Например, известный геолог С. Шенгёр недавно писал: "Сейчас для большинства сторонников школы Вегенера—Аргана закономерностей развития тектонических процессов во времени не существует" [9, с. 403]. Ему вторит П. Кони: "...тектонические структуры являются результатом взаимодействия разных тектонических реакций, порядок которых может быть очень неправильным". И "...концепция геотектонического цикла устарела" [8, с. 74].

Помимо общей убежденности, что природные процессы не могут не быть закономерными, этот странный тезис опровергается всей геологической практикой: если бы не было закономерностей, невозможен был бы и геологический прогноз. Между тем вся металлогения основана на геологическом прогнозе.

Вернемся снова к стадийности развития подвижных зон и на этом примере попытаемся перейти к более глубокой закономерности, используя при этом некоторые предположения о глубинных причинах эндогенных процессов.

Отметим прежде всего простоту указанной закономерности. Хотя каждая подвижная зона чем-то отличается от других, в основе своей развитие таких зон укладывается в очень простую схему. Десятки раз на протяжении истории континентальной коры повторяется одна и та же последовательность от преобладания опускания, сопровождаемого основным и ультраосновным магматизмом, к складчатости, региональному метаморфизму и преобладанию поднятий вплоть до горообразования с его известково-щелочным магматизмом.

Эта простая последовательность заставляет думать и о простой основной причине ее, которая должна быть единой и, действуя, так сказать, сквозным образом, должна вызывать каждый раз одну и ту же устойчивую цепь реакций на поверхности.

Всякая многопричинность эту устойчивость нарушает. Поэтому кажется сомнительной широко распространенная точка зрения, согласно которой история геосинклинали

Таблица 1

Соотношение площадей и средней высоты континентов

Континент	Площадь, млн км ²	Средняя высота, м	Континент	Площадь, млн км ²	Средняя высота, м
Австралия	8,9	340	Африка	29,8	750
Европа	11,6	340	Азия	41,8	960
Южная Америка	18,3	590	(Евразия)	(53,4)	(810)
Северная Америка	24,3	720			

разделяется на две части — растяжение и сжатие. Еще менее приемлемой кажется сложная многопричинность, допускаемая тектоникой плит.

Представляется, что наиболее простой сквозной причиной, вызывающей всю эту последовательность эндогенных процессов, является тепло. Выплавление магм из верхней мантии или коры, а также метаморфизм и гранитизация указывают на их нагрев.

Считается, что из этого ряда выбивается складкообразование, которое как будто требует воздействия чисто механических факторов, внешних для геосинклинали. Отсюда и проистекает идея двупричинности процессов в геосинклинали.

Однако мы можем снять это затруднение, введя представление о глубинном диапиризме и о происходящей в коре адвекции [5].

Характер складок в осевых частях складчатых зон чрезвычайно напоминает внутреннюю структуру ядер обычных соляных диапировых складок. И там и здесь наблюдаются сильно сжатые сложные складки, порой с вертикальными шарнирами (рис. 5, 6). Такая морфология складчатости в осевых частях складчатых зон в сочетании с проявлениями метаморфизма и гранитизации и привели к представлению о глубинном диапиризме. В основе механизма последнего — инверсия плотности, которая возникает в мощной геосинклинальной осадочной толще при нагреве. Например, в начальные стадии метаморфизма происходит выделение из твердых минералов воды и других летучих составных частей. Обычно подразумевается, что последние сразу же теряются в окружающем пространстве. В действительности из-за малой проницаемости преобладающих в доинверсионной геосинклинали глинистых толщ летучие компоненты, прежде чем выйти на поверхность, заполняют поры породы или образованные их же давлением новые полости и остаются в них продолжительное время. Валовая плотность пород, состоящих теперь из твердых зерен и жидких и газообразных включений между ними, уменьшается, а объем увеличивается. Эти изменения могут достигать 10–15%. Возникает инверсия плотности между прогретой толщей и вышележащими слоями, что и ведет к глубинному диапиризму. В коре развивается движение адвективного характера. Деформации, развивающиеся как внутри глубинного диапира, так и в его окружении, таковы, что могут объяснить голоморфное складкообразование без какого-либо внешнего горизонтального сжатия (рис. 7). Схема адвективного движения материала коры указывает на то, что всегда существует некоторый уровень, в котором повсеместно происходит сжатие, параллельное слоям, а компенсация этого сжатия растяжением осуществляется внутри адвектирующей формации, но на других уровнях. Схема объясняет также образование в одних местах и на одних стадиях вертикально стоящих складок, а в других местах и стадиях — складок наклонных и лежащих, а также тектонических покровов.

И всплывающие в ядре глубинного диапира породы сминаются в крутые узкие складки, и окружающая слоистая среда мнется под распирающим воздействием диапира. Этот механизм складкообразования был воспроизведен на модели в пластичном материале (рис. 8). Слоистый пластичный образец подогревался снизу, плотность нижних слоев уменьшилась, возникла инверсия плотности, началась адвекция и в результате образовалась складчатая структура, сходная с природной [5].

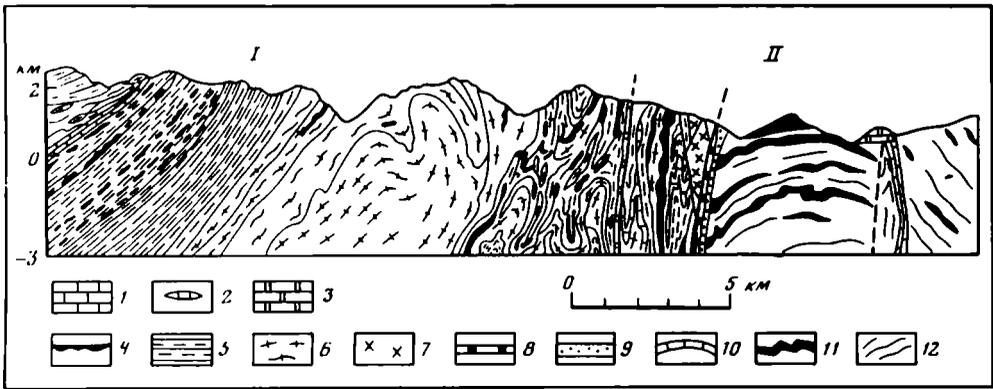


Рис. 5. Профиль через зону корней Пеннинских покровов в Альпах, к северу от оз. Комо (по А. Ганссеру, 1973 г.)

I – Центральные Альпы: 1 – мезозойские отложения, 2 – известняки неизвестного возраста, 3 – доломиты триаса, 4 – основные и ультраосновные магматические породы, 5 – сланцы и гнейсы, 6 – гнейсированный гранит и мигматит, 7 – тоналит; II – Южные Альпы: 8 – отложения триаса, 9 – каменноугольные и пермские отложения, 10 – дотриасовые породы, 11 – основные и ультраосновные магматические породы, 12 – гнейсы и метаморфические сланцы

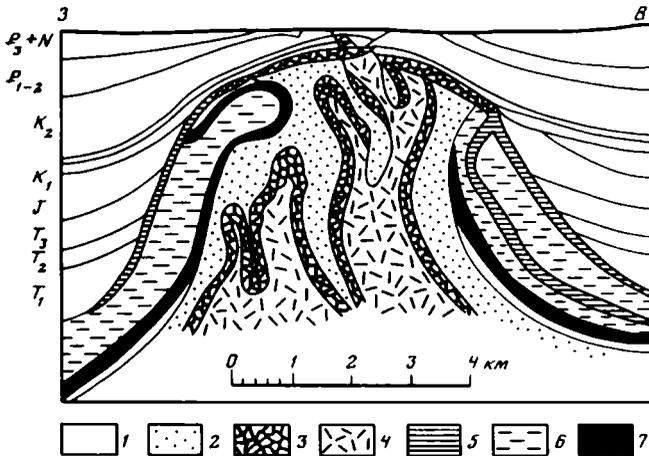


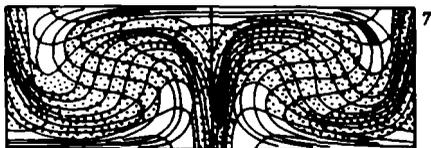
Рис. 6. Складчатое строение ядра диапирового купола (по А. Бенцу)

Индексами указан возраст слоев, покрывающих купол; P_1 : 1 – песчаники, 2 – мергели, 3 – глины, 4 – соль; P_2 : 5 – ангидрит, 6 – соль, 7 – известняк

Таким образом, оказалось возможным рассматривать голоморфное складкообразование как результат нагрева коры, того же нагрева, который вызывает и региональный метаморфизм, и гранитизацию, и выплавление коровых магм. Мы приходим к представлению о единстве и однопричинности этой группы эндогенных процессов. История подвижной зоны теперь может быть представлена в простом виде (табл. 2). В стадиях развития геосинклинали мы найдем явные следы того, что тепло, поднимаясь в виде волны, сперва вызывает возбуждение в верхней мантии, а затем распространяется в кору.

С прогревом мантии связана доинверсионная стадия развития геосинклинали, с прогревом коры – инверсионная. Если прогрев верхней мантии очень сильный, в ней выплавляются не только базальты, но в некотором объеме и ультраосновной субстрат. Автор убежден, что следует вернуться к классическим представлениям об офиолитах не как об отторженцах мифической древней океанической коры, а как о составном элементе начального магматизма, где они сопутствуют спилит-диабазовой формации.

Рис. 7. Теоретическая схема адвекции. По перемещению зачерненной ячейки можно видеть, как меняется режим деформации в процессе адвекции [5]. Точками показана зона, в которой слои подвергаются продольному сдвливанию



Сходство же строения офиолитовой формации с океанической литосферой можно объяснить сходными условиями выплавления из верхней мантии, излияния, застывания и дифференциации.

Разогрев верхней мантии, повышающий подвижность ее вещества, можно рассматривать как причину усиления вертикальных движений коры со все нарастающими контрастами между поднятиями и прогибами, с образованием глубинных разломов и с растяжением коры при ее изгибании. Растяжение и растрескивание способствуют проникновению мантийных расплавов в кору, которая, будучи пока еще холодной и обладая большой рассеянной проницаемостью, подвергается частичной базификации и утяжеляется, что способствует ее общему прогибанию. Последнее составляет тот фон, на котором происходят контрастные глыбово-волновые движения.

Постепенно под влиянием проникающего в нее мантийного материала кора, имеющая большую рассеянную проницаемость, прогревается. Наступает стадия регионального метаморфизма, анатектической гранитизации, а также, в соответствии с тем, что было сказано выше, и складкообразования.

Прогревание коры совпадает с некоторым остыванием верхней мантии, поскольку в это время затухает привнос тепла из глубоких недр планеты. Мантийные магмы перестают поступать к поверхности. Постепенно остывает и кора. Наступает послеинверсионная стадия.

Новая волна тепла, поднимающаяся из недр и достигающая верхней мантии, вызывает новое тепловое возбуждение, которое на этот раз ведет к возникновению орогенного режима на поверхности. То, что образуется — а именно орогенный режим с его опять контрастным расчленением коры на поднятия и прогибы, но на этот раз с общим преобладанием не опускания, а поднятия, — связано, по нашему предположению, с изменением характера проницаемости литосферы. Изменение произошло в инверсионную стадию, когда региональный метаморфизм привел к образованию в коре кристаллического панциря и к "залечиванию" имевшихся в коре каналов. Последующие тектонические движения приводят к взламыванию этого панциря, и проницаемость коры меняет свой характер: она приобретает теперь сосредоточенный характер, приурочиваясь к глубинным разломам. Мантийная магма уже не может ни пропитать земную кору, ни прогреть ее в больших объемах, и тогда под давлением снизу частично расплавленной верхней мантии развивается общее поднятие коры.

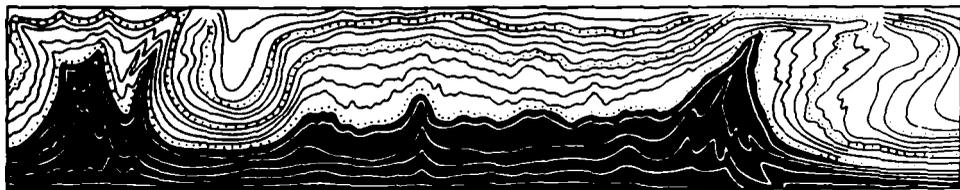


Рис. 8. Пластичная модель складчатой структуры, полученная путем адвекции при нагревании образца снизу (слой из смеси канифоли с маслом) [5]

Последняя расчленена на относительно поднимающиеся и опускающиеся монолитные глыбы.

Мы приходим к выводу, что эндогенные циклы вызываются тепловыми импульсами. Вместе с тем становится вероятным, что различные по возбужденности геосинклинальные режимы – эв-, мио-, парагеосинклинальные, а также платформенные – отвечают различной степени прогревания верхней мантии. В более общей форме различие одновременных эндогенных режимов на поверхности континентов определяется неравномерным в пространстве выделением тепла. На это указывает и прямая связь величины плотности современного теплового потока ($\text{мккал/с} \cdot \text{см}^2$) со степенью возбужденности современных же эндогенных режимов:

Щиты	0,98
Платформы с осадочным чехлом	1,2
Зоны новейшего горообразования	1,8
Рифты	2,0
Вулканические области	3,6
Древние геосинклинали на стадии регионального метаморфизма (по метаморфическим минералам)	3–5

Возможно, что основным процессом в глубоких недрах Земли является дифференциация вещества по плотности. Исходным уровнем разделения вещества, вызываемого радиоактивным разогревом, на менее и более плотное является, вероятно, нижняя мантия. Тяжелый материал опускается из нее в ядро, а легкий материал, всплывая, несет с собой тепло, которое, поднявшись, прогревает верхнюю мантию и кору. Пространст-

Т а б л и ц а 2

Тепловые состояния тектоносферы при различных режимах и стадиях эвгеосинклинального режима (в обычной последовательности)

Режим	Эвгеосинклинальный				Орогенный эпигеосинклинальный	Платформенный	Орогенный эпиплатформенный
	Предгеосинклинальный	Доинверсионная	Инверсионная	Послеинверсионная			
Стадии	Предгеосинклинальный	Доинверсионная	Инверсионная	Послеинверсионная	Большая сосредоточенная	Непроницаемость	Большая сосредоточенная
Проницаемость	Малая рассеянная	Большая рассеянная	Малая сосредоточенная	Малая сосредоточенная	Большая сосредоточенная	Непроницаемость	Большая сосредоточенная
Тепловое состояние:							
коры	Холодное	Холодное	Горячее	Холодное	Холодное	Холодное	Холодное
верхней мантии	Холодное	Горячее	Холодное	Холодное	Горячее	Холодное	Горячее

венная неоднородность эндогенных режимов вызвана, по нашему предположению, тем, что на каждом этапе в теле Земли имеются относительно более благоприятные для тепломассопереноса пути – некоторая сеть глубинных “каналов”. Наиболее проницаемые каналы, по которым к поверхности с веществом проникают и наиболее высокие температуры, определяют расположение самих подвижных зон на поверхности. Отмеченное выше преобладание определенных простираний тектонических зон означает, что проницаемые “каналы” образуют правильную и устойчивую сетку. Изменение сетки “каналов” с течением геологического времени ведет к перераспределению эндогенных зон на поверхности.

Обобщая все сказанное, есть основания утверждать, что пространственные и временные неоднородности континентальных эндогенных режимов отражают пространственные и временные неоднородности теплового поля Земли. В этом обобщении, возможно, заключается самая крупная из доступных нам сейчас закономерностей развития континентов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов В.В. Основы геотектоники. М.: Недра, 1975. 262 с.
2. Белоусов В.В. Эндогенные режимы материков. М.: Недра, 1978. 232 с.
3. Белоусов В.В. Тепловой режим тектоносферы и развитие геосинклинали // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1979. Ч. 54, вып. 1. С. 10–21.
4. Белоусов В.В., Дмитриева Б.И. О преимущественных простираниях складчатых структур фанерозоя и докембрия // Геотектоника. 1984. № 5. С. 15–21.
5. Гончаров М.А. Инверсия плотности в земной коре и складкообразование. М.: Недра, 1979. 146 с.
6. Роня А.Б., Мигдисов А.А., Барская М.В. Закономерности развития осадочных пород и палеогеографических условий седиментации на Русской платформе: (Опыт количественных исследований) // Литология и полезные ископаемые. 1969. № 6. С. 3–36.
7. Сычева-Михайлова А.М. К вопросу о периодичности колебательных движений Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. 1978. № 3. С. 69–83.
8. Coney P.J. The geotectonic cycle and New Global Tectonics // Geol. Soc. Amer. Bull. 1970. Vol. 83, N 3. P. 739–748.
9. Sengör A.M.C. Eduard Suess' relations to the pre-1950 schools of thought in Global Tectonics // Geol. Rdsch. 1982. Bd. 71, H. 2. S. 381–420.

УДК 551.7+552.2 (519.3)

Н.Л. Добрецов

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУРЫ ЮЖНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В РИФЕЕ И ПАЛЕОЗОЕ

Структура складчатого обрамления Сибирской платформы и закономерности ее формирования обсуждались многократно, начиная с работ В.А. Обручева [20], М.М. Тетяева [26], В.А. Кузнецова [18] и многих других геологов. Обычный путь, по которому шли авторы работ такого рода, включал построение и анализ вертикальных и латеральных формационных рядов, сопоставление их для разных зон и районов и создание синтезирующей модели в рамках классической геосинклинальной теории.

Однако в последние годы наметился пересмотр сложившихся представлений для большинства складчатых областей на основе новых теоретических моделей. Примером работ такого рода явилась “Тектоническая карта Северной Евразии” под редакцией А.В. Пейве и А.Л. Яншина [24, 25], в которой на основе актуалистического подхода выделены океаническая, переходная (островодужная) и континентальная стадии и соответствующие им индикаторные формации. При этом принимались во внимание возможность крупных горизонтальных перемещений, палинспастические реконструкции в духе новой глобальной тектоники [13, 15, 22], тектоническая расчлененность литосферы, разные проявления вышеназванных стадий формирования коры [21].

Представляется, что на этом пути дальнейшие успехи могут быть достигнуты при уточнении стадий развития, тщательном отборе комплекса индикаторов разных стадий тектонического процесса и учете разнотипности (из-за разной суммы слагаемых) окончательного облика структур, который уже был намечен авторами "Тектонической карты Северной Евразии". На карте выделены, но недостаточно отражены два пути формирования континентальной коры – автохтонный и аллохтонный [21, 23]. В действительности, как теперь кажется все более ясным, таких путей может быть больше.

С этих позиций попытаемся рассмотреть закономерности формирования складчатой структуры южного обрамления Сибирской платформы.

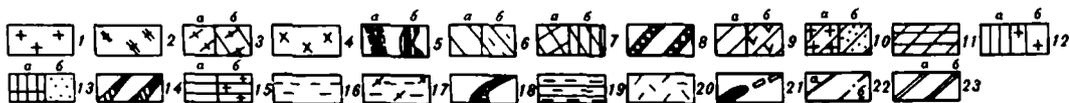
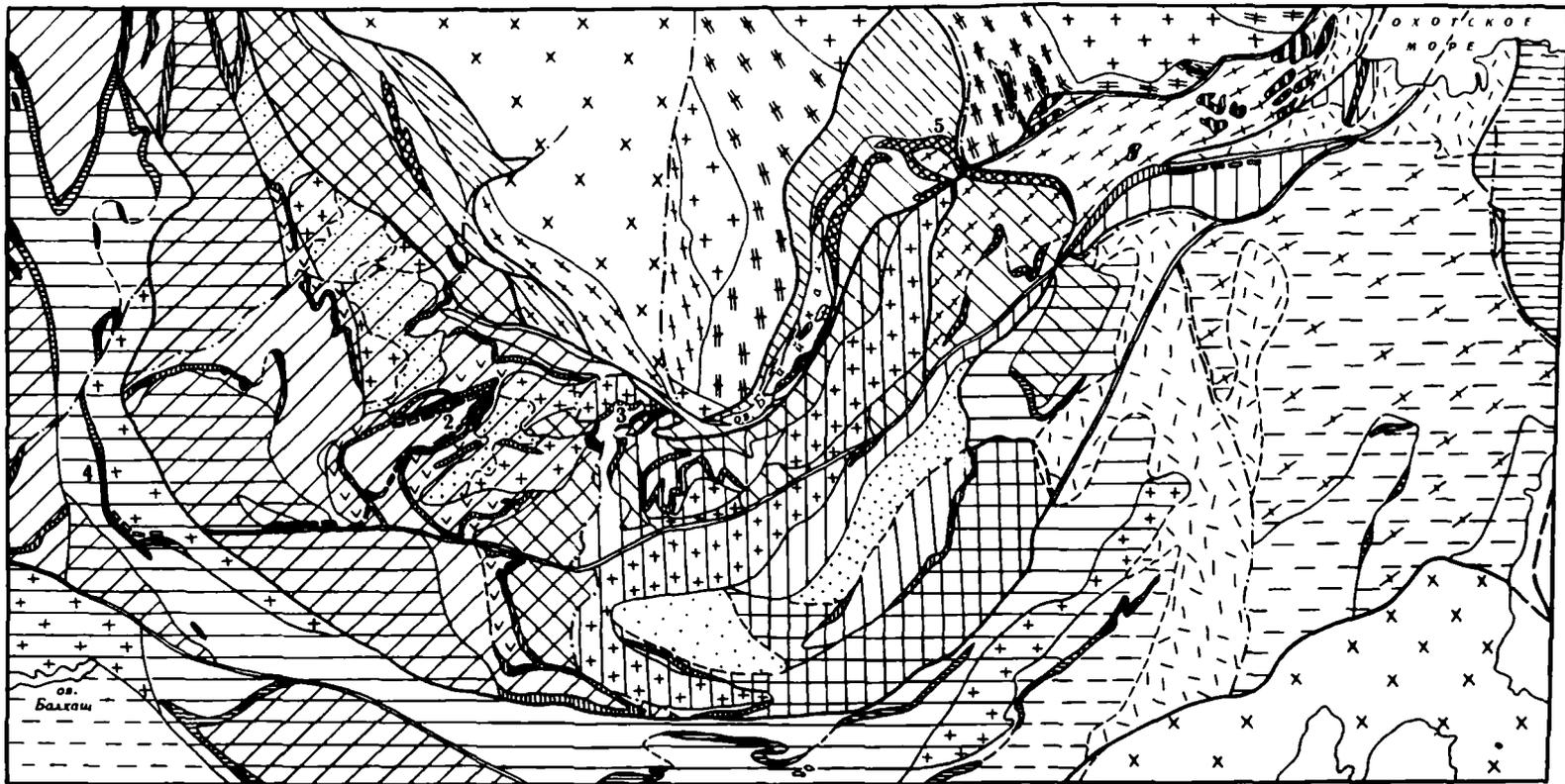
В таблице приведены важнейшие, по нашему мнению, показатели различных тектонических стадий и режимов. При этом использованы разнообразные критерии: структурно-геологические (покровы, надвиги, строение офиолитов и др.), литологические и седиментологические (флиш, олистостромы, молассы), данные магматической петрологии и геохимии (офиолиты, граниты), метаморфической и структурной петрологии (глаукофановый, зеленосланцевый, зональный метаморфизм, особенности деформации и др.). Приведенная последовательность стадий и их показателей выдерживается лишь в первом приближении и в осредненной модели. В конкретных районах отдельные стадии (например, океанические деформации, или глаукофановый метаморфизм, или зональный метаморфизм, или завершающий вулканизм) могут отсутствовать, соседние комплексы и стадии могут перекрываться во времени и пространстве и т. д.

Обратим внимание на некоторые важные особенности названных комплексов, которые выявляются в последние годы. Во-первых, это разнотипность офиолитов и соответствующих им процессов спрединга. Важнейшим показателем спрединга и самих офиолитов как таковых являются силлово-дайковые комплексы [9, 17], но именно их различия, а также различия состава даек, ассоциирующих вулканитов и осадков показывают неодинаковые обстановки спрединга [16, 10]. Чаще в ископаемом состоянии сохраняются офиолиты, фиксирующие обстановку задугового или междугового спрединга, сменяемого островодужной обстановкой, а не спрединга в срединно-океанических хребтах [4, 5, 7, 8]. Это очень важно при интерпретации структуры зон, насыщенных офиолитами.

Важнейшие показатели стадий и эндогенных режимов

Комплексы и их примерная последовательность	Стадия, режим
1а Офиолиты (ультрабазиты + габбро + силлово-дайковый комплекс + пиллоу-лавы)	Спрединг (задуговой, междуговой, срединно-океанический)
1б Океанические деформации и метаморфизм	Трансформные разломы, изменение направления движения плит
2а Глаукофановый метаморфизм	Последние стадии субдукции или ранние стадии обдукции
2б Зеленосланцевый метаморфизм	Выравнивание <i>P-T</i> -градиентов или ранние стадии скучивания
3 Покровы и олистостромы (флиш + орогенные оползни)	Ранние стадии скучивания (в подводных условиях, как правило, доколлизийные)
4 Складчатость с надвигами, зональный метаморфизм, граниты	Поздние (коллизийные) стадии скучивания, начало горообразования; метаморфизм и граниты – преимущественно при аллохтонном способе формирования новой коры
5 Молассы, молассоиды и "субсеквентный" вулканизм	Горообразование, блоковая тектоника

Примечание. Соседние комплексы и стадии (1 + 2; 2 + 3; 3 + 4; 4 + 5) по возрасту могут перекрываться.



Другая особенность заключается в том, что офиолиты уже в океанических условиях (до обдукции) претерпели деформации и метаморфизм. По аналогии с современной обстановкой их объясняют наличием трансформных разломов [28] или деформацией плит при изменении направления их движения [16, 32]. Обстановку субдукции обычно реконструируют по андезитовым (известково-щелочным) комплексам [15 и др.], но они настолько широко распространены (явно преобладая в складчатых областях), что провести однозначно эти реконструкции без дополнительных данных и детальных корреляций невозможно.

Гораздо более определенными в этом отношении, казалось бы, могли служить глаукофансланцевые пояса [5]. Но во многих складчатых областях они оказываются очень редкими – в байкалидах вокруг Сибирской платформы они вообще неизвестны, а в поясе каледонид к югу от Сибирской платформы (рис. 1) они фиксируются в Западном Саяне и Горном Алтае – в поперечной зоне, разделяющей ранние каледониды на две ветви с разными осадконакоплением (в частности, с разной карбонатностью) и металлогенией.

По-видимому, глаукофановые сланцы образуются лишь при определенном (особом островодужном) типе субдукции, так как в мезозойско-кайнозойских структурах в андийском типе и многих островодужных комплексах они неизвестны. Можно предположить, что в этих случаях (и еще чаще – в древних складчатых областях) они не сохраняются, исчезая бесследно в зонах субдукции. Другими словами, при современной интерпретации нужны особые условия быстрой обдукции, чтобы вывести на поверхность глаукофановые сланцы и эклогиты [6, 30]. Поэтому возраст глаукофановых сланцев – это возраст прекращения вышеназванного особого типа субдукции или начальных этапов особой обдукции. Обычно он совпадает с ранними тектоническими фазами, связанными с перестройкой литосферных плит, и только в редких случаях (например в Альпах, Калифорнии) повторяется [30]. В каледонидах Центральной Азии это венд или начало кембрия, в герцинидах – силур или середина девона [5]; в обоих случаях этот возраст близок к возрасту прекращения спрединга и формирования офиолитов (рис. 2).

Исчезновение глаукофановых сланцев часто связано также с наложением зеленосланцевого метаморфизма, что означает выравнивание P - T -градиентов. Оно может происходить еще на стадии субдукции при ее замедлении либо при медленной обдукции или выведении глаукофановых сланцев не на поверхность, а в основание зон скупывания. Но зеленосланцевый метаморфизм проявляется чаще независимо от глауко-

Рис. 1. Тектоническая схема складчатых областей южного обрамления Сибирской платформы. Составил Н.Л. Добрецов на основе [1–3, 8–10, 12, 17, 24 и др.]

Фундамент Сибирской и Северокитайской платформ: 1 – алданиды, 2 – Олекминская зона и ее аналоги, 3 – Становая зона (а), в том числе переработанная в байкальскую эпоху (б), 4 – нерасчлененные образования, 5 – древнейшие аналоги офиолитов, зеленокаменные пояса с коматиитами (а) и метаморфизованные габбро-анортозиты (б); рифейско-палеозойские складчатые области: 6 – байкалиды, 7 – то же, переработанные в раннекаледонскую (а) и позднекаледонскую (б) эпохи и сильно гранитизированные, 8 – рифейские офиолитовые пояса, 9 – ранние каледониды (а), в том числе преимущественно кембрийские островодужные комплексы (б), 10 – то же, претерпевшие метаморфизм и гранитизацию (а), с наложенными вулканогенно-молассовыми впадинами (б), 11 – то же, переработанные, частью гранитизированные в герцинскую эпоху, 12 – полные и поздние каледониды (а), в том числе утолщенные и гранитизированные (б); 13 – то же, переработанные в герцинскую эпоху (а) с эпигеосинклиналиными герцинскими прогибами (б); 14 – вендско-раннекембрийские офиолитовые пояса; 15 – ранние герциниды (а), в том числе утолщенные и гранитизированные (б); 16 – поздние герциниды; 17 – докембрийские образования, переработанные в герцинскую эпоху (Бурейский массив); 18 – герцинские (силур-девонские) офиолиты; мезозонды: 19 – Сихотэ-Алинской складчатой области, 20 – наложенные мезозойские вулканические пояса; 21 – фрагментарные глаукофансланцевые пояса; 22 – главные тектонические линии: а – граница складчатых областей и их сегментов, б – ранние поперечные сдвиги; 23 – продольные сдвиги (а), в том числе совпадающие с границами складчатых областей (б)

Цифры на схеме: 1 – Северное Прибайкалье, 2 – Западный Саян, 3 – Тува, 4 – юго-восточная часть Восточного Саяна, 5 – Чарская зона

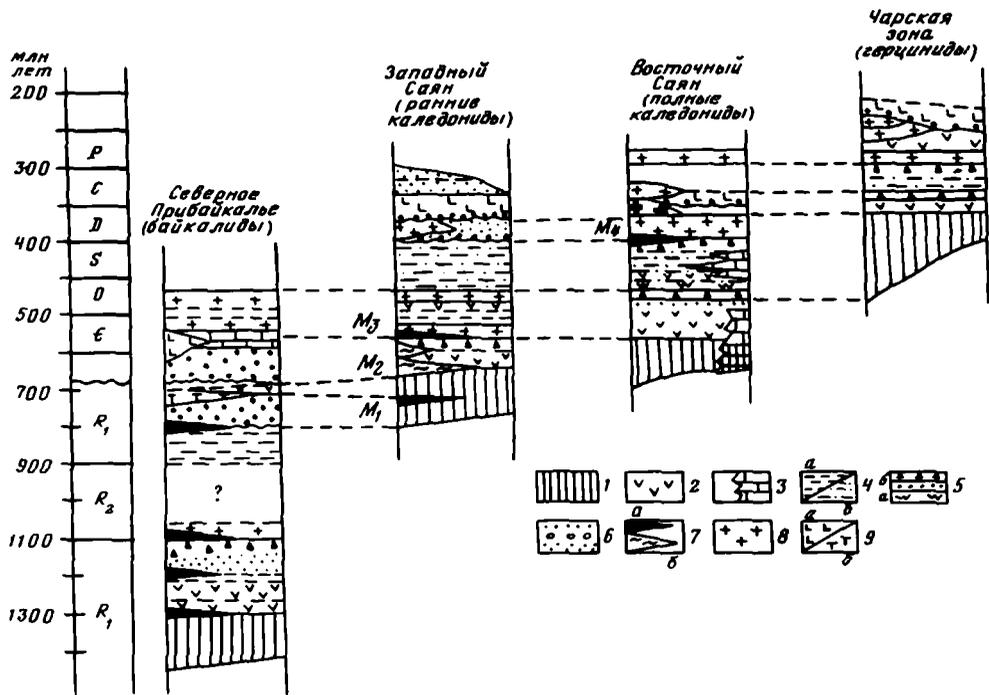


Рис. 2. Примеры возрастной последовательности важнейших событий в складчатых областях юга Сибири

1 — офиолиты; 2 — вулканиты (преимущественно островодужные); 3 — карбонатные толщи и рифы; 4 — глинистые (а) и флишиодные (б) формации; 5 — кремнистые (а) и граувакково-олистостромовые (б) формации; 6 — молассы и молассоиды; 7 — метаморфизм зональный высокоградный (а) и глаукофансланцевый (б); 8 — гранитоиды; 9 — орогенные вулканиты (а) и дифференцированные габброиды (б)

фансланцевого. Он широко проявлен на участках "автохтонного" пути формирования коры сгруживанием фрагментов окраинно-морской и островодужной коры (см. ниже). В отличие от более раннего, зеленокаменного, метаморфизма, зеленосланцевый сопровождается интенсивной деформацией.

Причиной многих типов метаморфизма и деформаций являются крупные горизонтальные перемещения, среди которых по механизму и времени их проявления важно различать (желательно и терминологически) два крайних случая. В первом случае формируются покровы, одновременные с осадконакоплением и фиксируемые регионально распространенными олистостромами. В этом случае покровы сползают с возвышенностей (например с островных дуг или континентального склона) в более глубоководный бассейн, выполненный триггенными, часто флишиодными осадками. Значительной деформации при этом может не происходить, так как в доколлизийную стадию имеется "свободное" пространство, и покровы сползают и разрушаются тектоногравитационным путем, захороняясь в мягких песчано-илистых осадках. При дальнейшем движении покровов по собственной олистостроме может происходить ее деформация, сопровождаемая возникновением тектонизированной олистостромы или осадочного меланжа калифорнийского типа [17, 31].

Во втором случае шарьяжи и надвиги формируются на коллизийной стадии одновременно со складчатостью. Нередко крупные лежащие складки перерастают в надвиги, которые подстилаются зонами тектонитов (тектонического меланжа, миоцитов, blastsмилоцитов).

Масштабы горизонтальных перемещений тектоногравитационных покровов могут значительно превосходить собственно тектонические надвиги, но последние вместе со

складчатостью приводят к значительному утолщению и в результате к метаморфизму и плавлению нижних частей коры. Однако высокотемпературный зональный метаморфизм и плавление коры происходят в значительных масштабах лишь тогда, когда в утолщенной коре заметную роль играют пластины и блоки сиалической коры, т. е. происходит ее аллохтонное формирование путем коллизии микроконтинентов и островной дуги, или островной дуги и края континента, или столкновения двух континентальных плит (микроплит). Последний вариант наиболее полно выражен в Гималаях и назван гималайским типом активных зон [4, 12].

В этом заключается одно из главных отличий автохтонного и аллохтонного путей формирования новой континентальной или переходной коры. Переходная кора с отсутствующим или слабо выраженным гранитно-метаморфическим слоем характерна для автохтонного способа ее формирования.

Вышеназванные общие закономерности (см. таблицу), сформулированные на основе обобщения планетарных материалов [6, 15, 21, 22, 24], хорошо подтверждаются на примере складчатых областей юга Сибири (см. рис. 1, 2), тектоническое районирование которых (см. рис. 1) основано на принципах, принятых в "Тектонической карте Северной Евразии" [22]. Но поскольку в ней за основу был взят возраст перехода к континентальной стадии (или возраст новообразованной континентальной коры), фиксируемый по молассам и орогенным калиевым гранитоидам, то полученная схема [24, 25] районирования, как мы отмечали [7], в значительной мере совпала с традиционной по возрасту завершающей складчатости [18, 26 и др.] .

Мы попытались использовать весь комплекс признаков, приведенный в таблице и проиллюстрированный для конкретных регионов на рис. 2. В результате получили более сложную мозаичную картину с крупными сдвиговыми смещениями и торцовыми сочленениями. Эту мозаичность в общем отмечали уже давно [11, 14 и др.]. Можно сказать, что кажущаяся линейность складчатых областей юга Сибири создается преимущественно продольными субширотными сдвигами, возникшими при общем субмеридиональном сжатии региона. Если учесть эти сдвиги, то мозаичность окажется еще ярче. По существу, каждый достаточно крупный участок складчатой структуры южного обрамления Сибирской платформы по совокупности признаков (см. таблицу) неповторим.

В этом хорошо проявляется основная для складчатых областей закономерность, установленная в последние годы многими авторами [15, 16, 27, 28 и др.]: складчатые области формируются на месте активных континентальных окраин путем сгруживания блоков-фрагментов континентального склона, островных дуг и микроконтинентов с реликтами субокеанической (преимущественно окраинно-морской) коры, зажатой между блоками-микроплитами. Эту закономерность представляют и как новое понимание сущности геосинклинального процесса, отражающее постепенное слияние традиционной геосинклинальной теории и тектоники плит [27 и др.] – от активной континентальной окраины в эпоху растяжения (западно-тихоокеанского типа) к активным окраинам андийского типа и далее к сгруженным орогенно-складчатым системам. Здесь нетрудно найти аналогию с раннегеосинклинальной, средней (инверсионной) и орогенной стадиями классической геосинклинальной теории.

Конечно, названная закономерность – только схема в первом приближении. Наряду с вышеуказанной пестротой и мозаичностью не менее важны локальные и глобальные корреляции, установление которых позволит перейти к более правильному тектоническому районированию и пониманию сущности тектонических процессов. Одна из таких закономерностей – корреляция возраста офиолитов (стадии расширения) и моласс (завершающей орогенной стадии), которая и позволяет выделить байкалиды, ранние (салаириды), поздние или полные каледониды, а также ранние и поздние гершниды (см. рис. 1). Характерно, что главные тектонические фазы во всех названных областях и на Сибирской платформе синхронизируются достаточно хорошо, хотя и проявлены по-разному (см. рис. 2). Природа этих тектонических фаз дискуссионна [4, 16, 27 и др.], но само их существование и разномасштабность, выявленные на осно-

ве региональных и межрегиональных корреляций, сомнений не вызывают. В этом проявляется преемственность новых тектонических построений по отношению к традиционным.

Древнейшие офиолитовые пояса раннерифейского возраста зафиксированы в байкалидах. Примером их может служить Байкало-Муйский офиолитовый пояс, в котором устанавливаются все признаки типичных офиолитов, включая дайковый комплекс и ассоциирующую олистострому [5] (см. рис. 2). Его корреляция с офиолитами Енисейского кряжа, Таймыра, Полярного Урала, Гренвильского пояса Северной Америки, рифейских структур Африки [2, 4, 9 и др.] показала, что их формирование в глобальном масштабе соответствует раннему рифею (примерно 1,4–1,6 млрд лет), образование олистостром, сгуживание и метаморфизм – гренвильской фазе (около 1,1 млрд лет). Завершающие орогенные (молассовые, вулканогенно-молассовые) комплексы во всех этих районах относятся к позднему рифею (преимущественно 0,7–0,8 млрд лет), а к венду – нижнекембрийские грубообломочные отложения (например холоднинские конгломераты Северного Прибайкалья, см. рис. 2), сопряженные с растяжением и образованием офиолитов в соседних каледонских структурах. Они, таким образом, могут быть отнесены к грабеновым фациям, фиксирующим начало следующего активизационного (рифтового) этапа.

С этих позиций большинство фактов говорит в пользу того, что Северное Прибайкалье относится к типичным байкалидам. Но этот вопрос дискуссионный [22, 24]. Трудности его решения связаны с отсутствием палеонтологических находок и прямых связей с другими байкальскими структурами, срезаемыми Саянским сдвигом (см. рис. 1), а также со сложным характером сочленения со структурами Становой зоны и каледонид. На рис. 1 зона сочленения показана как переходная зона байкалид, переработанных в каледонскую эпоху, в частности пронизанная большим количеством каледонских гранитов.

В более древних структурах Становой зоны и Алданского щита офиолиты не обнаружены. В качестве их аналогов можно рассматривать архейские зеленокаменные пояса с коматитами, которые в последние годы установлены в Олекминской зоне [10 и др.], а также габбро-анортозитовые тела, характерные для Становой зоны и ее сочленения с Алданским щитом [24, 25]. Эти тела и ассоциирующие "серые гнейсы" и эндербиты трактовались автором как реликты древнейшей анортозит-андезитовой коры, сходной с лунной корой [5].

В каледонидах офиолиты, включая их силовое-дайковые и вулканические комплексы, были сформированы в интервале поздний рифей–ранний кембрий. Весьма вероятно, что в ранних каледонидах (Салаир, Кузнецкий Алатау, Западный Саян, Озерная зона Монголии) они сформировались в позднем рифее–венде, а в поздних каледонидах (юго-восточная часть Восточного Саяна, Джидлинский, Шилкинский районы, Северная Монголия) – в венде–раннем кембрии [3, 9, 10, 16]. Тем не менее во всех каледонских зонах офиолиты моложе раннего кембрия не установлены, несмотря на то что развитие островных дуг и окраинных морей продолжалось в ордовике и раннем силуре. В эти эпохи преобладали, по-видимому, обстановки сжатия и ссуживания фрагментов более древней океанической и островодужной кор, на утолщенной основе которых исторически последовательно развивались активные окраины андийского типа и флишеидные прогибы.

Различия ранних и поздних каледонид хорошо видно при сопоставлении истории Западного и юго-восточной части Восточного Саяна (см. рис. 2). В Западном Саяне, Туве, Западной Монголии и других районах развития каледонид наиболее ранние события фиксируются в конце венда–начале кембрия: прекращение формирования офиолитов, образование глаукофановых сланцев, усиление островодужного вулканизма [3–6 и др.]. Но главные события фиксируются в середине кембрия. Крупные покровы, фиксируемые широко распространенной олистостромой конца раннего и среднего кембрия, привели к закрытию междуговых и задуговых бассейнов и коллизии островных дуг и микроконтинентов с основным континентом.

По данным А.Б. Дергунова и др. [4 и др.], судя по реликтовой палеозональности континентом являлась не только Сибирская платформа, но и Дзабханская зона Западной Монголии. По-видимому, она представляла собой выступ Сибирского континента, перекрытый позже в Прихубсугулье и юго-восточной части Восточного Саяна шарьяжными структурами поздних каледонид. Скучивание и утолщение коры в середине кембрия привело к высокоградиентному зональному метаморфизму, плавлению коры и внедрению огромных масс раннекаледонских гранитоидов (таннуольский комплекс и его аналоги).

Этот метаморфизм и несколько более позднее формирование гранитоидов наиболее интенсивно проявились на участках с сиалическими блоками или чешуями (хребет Ханхухей в Монголии, Сангилен и прилегающие участки Тувы, Батеневский кряж, юго-западная часть Восточного Саяна).

В позднем кембрии—раннем ордовике на территории ранних каледонид, преимущественно в Западном Саяне и Горном Алтае, накапливались мощные флишoidные серии (горноалтайская и аласугская серии и их аналоги). В конце раннего ордовика фиксируются еще одна фаза складчатости [23] и внедрение гранитоидов большепорожского комплекса (см. рис. 2). В позднем ордовике—раннем силуре в отдельных прогибах накапливались пестрые по составу, в том числе молассоидные, толщи, местами с кислыми эффузивами и туфами (например в Аксугском и Тоджинском прогибах), в позднем силуре — еще более локально молассоидные отложения [23]. В девоне—карбоне были сформированы терригенно-вулканогенные впадины (Тувинская, Минусинская, Рыбинская), наложенные на антиклинорные структуры и отвечающие, как в Байкалидах, рифтогенным структурам герцинской активизации. Лишь в прогибах зон, примающих к герцинидам (Алтайская, Обь-Колпашевская), сероцветные карбонатно-терригенные толщи продолжали накапливаться и в позднем силуре—девоне, прерываясь в девоне мощными эпохами вулканизма с антидромной последовательностью. Эти зоны переходного типа выделяются другими авторами как каледонско-герцинские [23] или раннегерцинские [18]. Аналогичные переходные зоны, как уже отмечалось, выделяются и на границе байкалид и каледонид.

В полных или поздних каледонидах, например в юго-восточной части Восточного Саяна (см. рис. 2), Джидинской зоне, в Северной Монголии, определенная перестройка в конце рифея и середине кембрия также намечается, но главные события здесь произошли в середине ордовика и особенно в конце силура. В эти фазы образовались крупные покровы офиолитов и карбонатных пород континентального склона и шельфа, после которых в середине ордовика или в конце силура—начале девона произошли коллизионные складчатость, надвиги и утолщение коры, приведшие к зональному высокоградиентному метаморфизму и внедрению огромных масс гранитов. Последние соответствуют двум возрастным уровням — середине ордовика (в частности, в этот период, вероятно, был сформирован огромный ангаро-витимский батолит) и концу силура—началу девона (сумсунурский комплекс Восточного Саяна, зазинский комплекс Витимской зоны и их аналоги [1, 19 и др.]). Эти гранитоиды перекрываются средне-позднедевонскими молассами — более молодыми, чем в ранних каледонидах. Многие детали в этих районах еще не ясны, так как стратиграфия в последние годы здесь сильно "омолодилась" и еще не устоялась [1, 2, 10, 16 и др.]. Но в целом очевиден более молодой возраст главных событий в этих районах по сравнению с ранними каледонидами (см. рис. 2).

Другое отличие поздних каледонид — мощное проявление метаморфизма и многократное внедрение гранитоидов, охватившее все Западное Забайкалье и Северную Монголию. По реконструкциям [3, 4 и др.] это объясняется тем, что в конце кембрия или скорее в середине ордовика, частично в конце силура к Сибирскому континенту приключился Центрально-Монгольский микроконтинент. На месте этого шва и частично в тылу зоны столкновения возник вулканоплутонический пояс, трактуемый одними исследователями как активная окраина андийского типа [2], другими — как след прохождения в среднем палеозое горячей точки [14], третьими — как рифтоподобная

структура [19]. Перед фронтом этого пояса сформировались наложенные среднепалеозойские прогибы (Хэнтейский, Хангайский – на продолжении Агинского прогиба, отнесенного нами к герцинидам). Они были выполнены граувакковыми турбидитами (местами с кремнями и базальтоидами) и отделены от герцинской субокеанической области (палео-Тетиса) зоной поднятия с мелководными карбонатно-терригенными осадками и многочисленными пермско-карбовыми, герцинскими интрузиями гранитоидов [3]. Эта зона показана на рис. 1 как зона каледонид, переработанная в герцинское время, и может трактоваться как переходная зона, аналогичная вышеописанным.

Граница ранних и поздних каледонид намечена на рис. 1 ориентировочно. Она проходит субмеридионально примерно на продолжении крупного меридионального шва в фундаменте Сибирской платформы. В Восточном Саяне и Туве она фиксируется вдоль края блоков (чешуй?) докембрия и Нишкидского офиолитового массива, а южнее – по границе широкого распространения среднепалеозойских гранитоидов на продолжении гранитно-метаморфической "оси" Западного Забайкалья.

Подобные поперечные границы намечаются и западнее – по зоне глаукофановых сланцев и Салаирско-Кузнецкому шву. Еще более отчетливо они проявлены восточнее – в герцинидах по границе Буреинского массива и зоны мезозойского вулканоплутонического пояса, наследующего этот шов, а севернее – по границе торцового сочленения зоны байкальской складчатости.

В результате все складчатые области юга Сибири разбиваются на поперечные сегменты, природу которых еще предстоит выяснить.

Расчленение областей герцинской складчатости, показанное на рис. 1, подробнее мы не обсуждаем. Отметим лишь, что типичные герцинские офиолиты силур-девонского возраста установлены пока в западной части герцинского пояса в Чарской зоне [13] (см. рис. 2) и в Южной Монголии [3, 9]. В Чарской зоне в серпентинитовом меланже установлены глаукофановые сланцы и эклогиты [5, 13], возможно, догерцинского возраста, которые располагаются примерно на продолжении поперечной глаукофаносодержащей зоны ранних каледонид. Другой пояс глаукофановых сланцев фрагментарно прослеживается в Северо-Восточном Китае.

Олистостромы и формирование покровов в ранних герцинидах фиксируются в середине девона и раннем карбоне (намюре), в поздних герцинидах – в середине карбона и ранней перми. Соответственно в ранних герцинидах главная масса гранитоидов – ранне-среднекаменноугольная (молассоиды формируются начиная со среднего карбона), в поздних герцинидах гранитоиды и последующие молассы преимущественно пермско-раннетриасовые. Как и в каледонидах, выделяются наиболее утолщенные (и соответственно эродированные) метаморфизованные и гранитизированные блоки. Наиболее крупный из них – Буреинский, слагающий одноименный сектор поздних герцинид, а также ряд антиклинорий на западе и востоке области. В этих блоках и антиклинориях офиолиты отсутствуют.

В заключение необходимо сказать несколько слов о формировании покровно-складчатых, сдвиговых и разломно-блоковых структур. Покровная тектоника наиболее отчетливо фиксируется в областях с автохтонной корой, характеризующейся аккреционной тектоникой. Наиболее четкими маркерами покровов являются офиолитовые пластины, подстилаемые серпентинитовым меланжем и олистостромами. Примеры таких покровов описаны в Восточном и Западном Саяне [9, 10], Западном Монголии [4], Чарском поясе Восточного Казахстана [13] и в других районах. Но даже в этих районах из-за более поздней складчатости и блоковой тектоники соотношения между тектоническими единицами покровов и последовательность их формирования устанавливаются только при специальном картировании периклинальных замыканий синформ и антиформ. Трудности расшифровки складчато-чешуйчатой структуры в байкалидах и ранних каледонидах усугубляются отсутствием или редкостью фаунистических остатков.

В областях сиалического профиля (с аллохтонным способом формирования новообразованной континентальной коры), часто насыщенных гранитными интрузиями, элементы покровной тектоники выявляются лишь фрагментарно, чаще по периферии сиалических блоков, которые в таком случае оказываются чешуями. Но даже при интенсивном проявлении блоковой тектоники наличие тектонической расчлененности в коре можно выявить при комплексных геолого-геофизических исследованиях с использованием ГСЗ. Примером такого рода является разрез Муйского района в Байкальских Северного Прибайкалья (см. рис. 1), где сопоставление геологических данных по офиолитовому поясу и метаморфизованной олистостроме с глубинным сейсмическим зондированием позволило обосновать наличие крупных пластин мощностью 5–10 км, падающих под Алданскую плиту [2, 10]. В частности, сам Муйский "блок", сложенный эклогит-гнейсовой докембрийской формацией, представляет относительно легкую клиновидную чешую мощностью до 10 км, наклоненную под углом 40° в сторону Алданского щита и переслаивающуюся с высокоплотными офиолитовыми чешуями. В результате в разрезе коры этого региона фиксируется (в наклонном залегании) трехкратное повторение базитового и гранито-гнейсового слоев, характерных для нормальной континентальной коры, и увеличение суммарной мощности до 50 км. В прошлом, учитывая эрозию, мощность коры была еще больше и, возможно, соответствовала гималайским утолщениям – около 70 км.

Следует предварительно поставить еще один вопрос. Среди крутопадающих крупных разрывов, объединяемых обычно в систему блоковой тектоники, надо выделить крупные сдвиги. Как уже отмечалось, на рис. 1 намечены две системы таких сдвигов. Более ранние – поперечные – разбивают складчатые области на отдельные сегменты. Они как бы веерообразно расходятся от центра Сибирской платформы и представляют, возможно, реликты трансформных разломов палео-Азиатского океана или, точнее, их продолжений на континентальной окраине. Более поздние – субширотные – сдвиги приводят в соприкосновение разновозрастные складчатые области и зоны. Наибольшее сужение вплоть до выклинивания каледонских и байкальских зон наблюдается в Буреинском секторе, где поэтому максимально сближены Сибирская и Северо-Китайская плиты, а герциниды максимально приподняты, метаморфизованы и гранитизированы. Можно думать, что в целом эта ситуация создана при закрытии палео-Тетиса и общем субмеридиональном сжатии в пермо-триасе при коллизии вышеназванных плит. Это привело к сокращению складчатой области путем выталкивания вдоль сдвигов клиновидных блоков в сторону Охотского моря и Западной Сибири. Однако такая интерпретация весьма предварительная.

В заключение еще раз подчеркнем, что только комплексные исследования, в максимальной степени учитывающие показатели эндогенных режимов и стадий формирования континентальной коры (см. таблицу), помогут нам приблизиться к действительному пониманию тектоники и геодинамики складчатых областей на континентах. Представленная работа – только первый, предварительный шаг на этом пути применительно к южному обрамлению Сибирской платформы.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Беличенко В.Г.* Ранние или полные каледониды Саяно-Байкальской горной области//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 1. С. 68–75.
2. *Булгатов А.Н., Турунхаев В.Н.* Особенности докембрийской тектоники Забайкалья. Улан-Удэ: Геол. ин-т, 1984. 138 с.
3. *Гордиенко И.В.* Магматизм и геодинамика палеозоя северной части Центрально-Азиатского складчатого пояса//Геология и геофизика. 1984. № 4. С. 19–31.
4. *Дергунов А.Б., Лувсанданзан Б., Павленко В.С.* Геология Западной Монголии. М.: Наука, 1980. 195 с.
5. *Добрецов Н.Л.* Глаукофансланцевые комплексы СССР. М.: Наука, 1974.
6. *Добрецов Н.Л.* Глобальные петрологические процессы. М.: Недра, 1981. 236 с.
7. *Добрецов Н.Л.* Новое слово в тектонике//Геотектоника. 1982. № 5. С. 103–108.
8. *Добрецов Н.Л.* Офиолиты и проблемы Байкало-Муйского офиолитового пояса//Магматизм и метаморфизм в зоне БАМ. Новосибирск: Наука, 1982. С. 11–19.

9. Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П. Сравнение рифейско-палеозойских офиолитов//Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука (в печати).
10. Добрецов Н.Л., Конников Э.Г., Скляров Е.В. Офиолиты и олистостромы Восточного Саяна//Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1985.
11. Другова Г.М., Харитонова А.Л., Бушмин С.А. и др. Структурно-метаморфическое развитие Олондинского комплекса (Восточная Сибирь)//Метаморфизм докембрия в районе БАМ. Л.: Наука, 1983. С. 49–97.
12. Ермолов П.В., Добрецов Н.Л., Полянский Н.В. и др. Офиолиты Чарской зоны//Офиолиты. Алма-Ата: Наука, 1981. С. 103–175.
13. Зоненшайн Л.П. Тектоника складчатых областей Центральной Азии//Геотектоника, 1967. № 6. С. 18–32.
14. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Кононов М.В., Городницкий А.М. Палеозойские океаны: попытка абсолютных реконструкций//27-й МКГ. Палеоокеанология. Доклады. Т. 3. М.: Наука, 1984. С. 35–45.
15. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Новая глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 231 с.
16. Кебезинская К.Б., Кебезинская В.В. Метаморфические формации Северной Монголии//Геология и геофизика. 1984. № 12. С. 126–135.
17. Книппер А.Л. Движения австрийской фазы в океанической коре Тетиса: характер проявления, последствия и возможные причины//Геотектоника. 1985. № 2. С. 3–15.
18. Кузнецов В.А. Геотектоническое районирование Алтае-Саянской складчатой области//Вопросы геологии Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1954. Т. 1.
19. Литвиновский Б.А., Завилевич А.И. Роль мантии в формировании щелочно-гранитоидных магм//Геология и геофизика. 1983. № 12. С. 42–51.
20. Обручев В.А. Геология Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1935. Т. 1.
21. Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого//Геотектоника. 1969. № 4. С. 5–39.
22. Пейве А.В., Яншин А.Л., Зоненшайн Л.П., Книппер А.Л. и др. Становление континентальной коры Евразии//Геотектоника. 1976. № 5. С. 6–23.
23. Сенников В.М. История развития структур южной части Алтае-Саянской складчатой области в ордовике. Барнаул: СНИИГГИМС. 1977. 136 с.
24. Тектоника Северной Евразии. М.: Наука. 1980. 223 с.
25. Тектоническая карта Северной Евразии. М-б 1 : 5 000 000/Под ред. А.В. Пейве, А.Л. Яншина. М.: ГИН АН СССР. Мингео СССР. 1980.
26. Тетяев М.М. Принципы тектонического районирования территории СССР//Пробл. сов. геологии. 1933. № 1. С. 9–34.
27. Audoin J. From active continental margins to orogenic belts//Bull. Soc. géol. Franc. 1984. Vol. 76. P. 80–95.
28. Ben-Avraham Z., Nur A., Jones D., Cox A. Continental accretion: from oceanic plateaus to allochthonous terranes//Science. 1981. Vol. 213. P. 47–54.
29. Coleman R.G. Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges//J. Geophys. Res. 1971. Vol. 76. P. 1212–1222.
30. Dobretsov N.L. New overthrusting model for blue schist metamorphism with Reference to Franciscan Great Valley problems//Cal. Ofiol. 1979. Vol. 4, N 1. P. 17–24.
31. Ernst W.G. Californian blueschists, subduction, and the significance of tectonostratigraphic terranes//Geology. 1984. Vol. 12. P. 436–440.
32. Mattauer M., Collot B., Van den Driessche J. Alpine model for the internal metamorphic zones of the North American Cordillera//Ibid. 1983. Vol. 11, N 1. P. 11–15.

В.Б. Караулов

ИСТОРИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО ПОЯСА В ПАЛЕОЗОЕ

Урало-Монгольский пояс состоит из геосинклинальных складчатых структур, разделяющих Восточно-Европейскую, Сибирскую, Китайско-Корейскую, Таримскую древние платформы и занимающих значительную часть Северной Евразии. М.В. Муратов [12] отмечал, что термин "геосинклинальный пояс" должен быть сохранен только для обозначения совокупности геосинклинальных складчатых структур самого большого масштаба, которые охватывают все пространство между древними платформами или отделяют их от океанических впадин. После завершения геосинклинального и эпигеосинклинального орогенного развития складчатые пояса превращаются (полностью или частично) в молодые платформы.

В настоящее время Урало-Монгольский пояс представляет собой фундамент молодой платформы. Большая его часть занята геосинклинальными формациями позднепротерозойского и главным образом палеозойского возраста. Значительная площадь приходится на фрагменты блоков древней (дорифейской) континентальной коры. Широкое распространение таких блоков на разных участках Урало-Монгольского пояса приводит многих исследователей [1, 18] к выводу о формировании геосинклинальных структур на архейско-нижнепротерозойском основании, сходном с фундаментом древних платформ. С другой стороны, многочисленные выходы офиолитовых комплексов, рассматриваемых в качестве остатков прежней океанической коры, позволяют высказывать предположения о том, что Урало-Монгольский пояс возник на месте древних океанических пространств [7 и др.]. Отсутствием прямых геологических данных о составе и строении основания геосинклинальных комплексов на большей части пояса, заменяемых широкими экстраполяциями, объясняется существование диаметрально противоположных точек зрения на историю возникновения и развития этой гигантской структуры и необходимость вновь и вновь возвращаться к аргументации высказанных предположений.

Наиболее объективные данные о палеотектоническом районировании Урало-Монгольского пояса и этапах его развития можно получить при изучении разнопорядковых формационных комплексов и образованных ими латеральных и вертикальных рядов. Сравнительный анализ этих комплексов, а также сопоставление их с современными геологическими образованиями позволяет с той или иной степенью достоверности реконструировать палеогеографические и палеотектонические обстановки, существовавшие в палеозое на месте интересующей нас части материка Евразии. Автором проведен подробный анализ среднепалеозойских формаций Урало-Монгольского пояса, а привлечение литературных данных, посвященных характеристике нижнепалеозойских и верхнепалеозойских комплексов [6, 10, 11, 17 и др.], и опубликованных палеотектонических и палеогеографических карт [2, 13, 14, 16] позволило рассмотреть некоторые аспекты всей палеозойской истории этой структуры.

Изучение характера соотношения верхнепротерозойских и палеозойских структур Урало-Монгольского пояса с архейскими и нижнепротерозойскими структурами смежных древних платформ и срединных массивов позволяет согласиться с выводами Г. Штилле [19], авторов монографии [5] и других исследователей о том, что заложение Урало-Монгольского пояса, как и других геосинклинальных поясов, происходило на древнем сиалическом основании, формирование которого завершилось к концу раннего протерозоя в результате карельской (алгомской) складчатости. Заложение поясов сопровождалось процессами растяжения и частичной деструкции существовавшей на их месте архейско-раннепротерозойской континентальной коры и образованием мозаики разномасштабных древних сиалических блоков, разделенных протяженными

сравнительно узкими системами геосинклинальных прогибов, обладавших новообразованной утоненной земной корой переходного или океанического типа. Данных для восстановления первичной ширины этих зон недостаточно, но совершенно очевидно, что она значительно превышала ширину образовавшихся на их месте складчатых сооружений.

Для тектонического развития Урало-Монгольского пояса характерна ярко выраженная периодичность (цикличность), заключающаяся в чередовании фаз растяжения земной коры и увеличения площади участков, вовлеченных в прогибание, с фазами преобладающего сжатия, сокращения площади прогибов и формирования складчатых структур. Крупнейший из таких циклов охватывает все время существования Урало-Монгольского пояса от его заложения в рифее до замыкания в конце палеозоя и распадается на два цикла 2-го порядка: рифейско-ордовикский (позднепротерозойско-раннепалеозойский) и силурийско-пермский (средне-позднепалеозойский). Тектоническая периодичность 3-го порядка представлена рифейским, вендско-среднекембрийским, позднекембрийско-ордовикским, а также силурийско-раннедевонским, среднедевонско-раннекаменноугольным и среднекаменноугольно-пермским циклами. Существует и еще более мелкая тектоническая периодичность, наиболее подробно изученная для среднего палеозоя.

Поскольку рассмотрение позднепротерозойской истории развития Урало-Монгольского пояса не входит в наши задачи, ограничимся упоминанием о том, что, по мнению многих специалистов, формирование Урало-Монгольского пояса началось с образования в раннем рифее отдельных линейных эпикратонных прогибов, заполнявшихся формациями миогеосинклинального типа, которые расширились и углубились в среднем рифее, а в позднем рифее достигли максимальных горизонтальных размеров, причем усилившееся растяжение земной коры сопровождалось образованием многочисленных офиолитовых зон [5]. В конце рифея произошло изменение знака преобладающих тектонических движений: растяжение сменилось сжатием, а площадь прогибов сократилась за счет увеличения смежных поднятий, на что указывает появление в большинстве разрезов формаций молассового типа, приуроченных к кровле верхнего рифея [18].

Следующая фаза резкого усиления растяжения земной коры и активизации процессов геосинклинального погружения примерно совпадает с началом венда. Однако прежде чем перейти к характеристике вендско-среднекембрийского и последующих тектонических циклов 3-го порядка рассмотрим принципы составления палеотектонических схем, иллюстрирующих развитие Урало-Монгольского пояса в палеозое (рис. 1, см. вкл.). В основе этих схем лежит анализ крупных формационных комплексов, различия в составе и строении которых обусловлены особенностями тектонического режима, господствовавшего на соответствующих участках земной коры. На схемах выделены геосинклинальные области, подразделяемые по формационным признакам на внутренние и внешние зоны, протоорогенные (эпигеосинклинальные орогенные) области и крупнейшие массивы (относительно слабо дифференцированные блоки) – остатки той структурной поверхности, на которой заложилась смежная геосинклинальная прогибы. В пределах этих массивов происходило формирование разных типов сингеосинклинального осадочного чехла.

Формационные комплексы внутренних зон геосинклинальных областей представлены кремнисто-вулканогенной и кремнисто-терригенной группами формаций, площади распространения которых позволяют наметить положение интенсивно погружавшихся геосинклинальных прогибов, а также вулканогенно-терригенно-карбонатными, преимущественно мелководными ассоциациями формаций, тяготеющими к геоантиклинальным структурам. Характер геологических формаций и особенности структур, к которым они приурочены, свидетельствуют о том, что внутренние зоны являлись наиболее подвижными и проницаемыми участками геосинклинальных областей и обладали утоненной земной корой. Некоторое сходство формаций внутренних зон геосинклинальных областей с формациями современных океанических впадин, слабое проявление "корового" магматизма и наличие отдельных выходов меланократовых

образований, сопоставимых с 3-м слоем океанической земной коры, служат основанием для предположения об их формировании на коре океанического или переходного типа.

Внешние зоны геосинклинальных областей резко отличались от внутренних по приуроченным к ним формационным комплексам. Это либо амагматичные комплексы миогеосинклинального типа, либо ассоциации формаций с достаточно интенсивно проявленным коровым магматизмом. И те и другие формировались на периферии геосинклинальных областей в результате погружения, тектонической переработки и частичной деструкции ранее созданной континентальной земной коры.

Формационные комплексы, слагающие сингеосинклинальные чехлы крупных массивов, характеризуются, как правило, нелинейной, близкой к изометричной, формой образованных ими тел и сравнительно слабой фашиальной изменчивостью. Эти особенности позволяют достаточно уверенно отделять их от близких по составу (но не идентичных) комплексов внешних зон геосинклинальных областей. Группы формаций, образующих чехлы массивов, приближаются либо к платформенному, либо к орогенному классам. По этому признаку можно выделить две разновидности массивов: погруженные, очень слабо дифференцированные, амагматичные и приподнятые, с повышенной степенью тектонической дифференциации и проявлениями "корового" магматизма. Таким образом, формации орогенного класса характерны не только для областей эпигеосинклинального орогенеза (протоорогенных по К.В. Боголепову [3]), но и для чехлов некоторых массивов (дейтероорогенных областей).

Интервалы геологической истории, отраженные на палеотектонических схемах, выбраны с учетом намеченной тектонической периодичности. Эта особенность, отличающая составленные схемы от опубликованных палеотектонических и палеогеографических карт геологических веков или эпох, позволяет более наглядно выявить отдельные этапы (фазы) неравномерного – прерывисто-непрерывного – развития палеозойских структур Урало-Монгольского пояса.

Первая из приведенных палеотектонических схем отражает фазу резкого усиления геосинклинального погружения, растяжения земной коры и увеличения площади внутренних зон геосинклинальных областей ("палеоокеанических" структур), приходящуюся на венд и начало кембрия. По-видимому, площадь, занятая структурами такого типа, достигла в это время максимальной величины и постепенно сокращалась в течение последующей палеозойской истории. Составление палеотектонической схемы среднего кембрия вызвало значительные трудности. С одной стороны, имеется много свидетельств того, что в середине кембрия происходило сокращение площади геосинклинальных прогибов, усиление процессов горизонтального сжатия и воздымания обширных участков пояса. Признаки салаирской фазы складчатости и поднятий, наиболее эффективно проявившиеся в Алтае-Саянской области (замыкание Кузнецко-Саянской, Восточно-Тувинской и Селенгино-Яблоновой геосинклинальных систем), известны и на Урале, и в Казахстане, и в Монголо-Охотской области. С другой стороны, на опубликованных палеотектонических и палеогеографических картах эти процессы отражены далеко не в полной мере. На представленной схеме предпринята попытка отразить палеотектоническую обстановку, существовавшую во второй половине среднего кембрия и предшествовавшую следующей фазе погружения и растяжения земной коры, начавшейся в позднем кембрии – раннем ордовике.

Погружения конца кембрия – начала ордовика проявились в разной форме и с разной интенсивностью на всей площади Урало-Монгольского пояса. На Урале они выразились в расширении геосинклинальных прогибов и усилении "инициального" магматизма, в Алтае-Саянской области и на севере Монголии – в образовании новой генерации геосинклинальных прогибов и в формировании впадин, наложенных на салаирские складчатые структуры и заполнявшихся грубообломочными терригенными и вулканогенными формациями орогенного класса. В раннепалеозойских геосинклинальных областях это была последняя, значительно уступающая по интенсивности вендско-раннекембрийской, фаза усиления растяжения и погружения, сменившаяся сжатием и

поднятиями второй половины и конца ордовика (таконской фазой или эпохой тектогенеза).

На площади Урало-Монгольского пояса таконская складчатость проявилась очень широко [15], но не повсеместно. Данные, относящиеся к внутренним зонам среднепалеозойских геосинклинальных областей, нередко свидетельствуют об отсутствии каледонского несогласия. На восточном склоне Урала, в некоторых районах Южного Тянь-Шаня, в Южной Монголии, в синклинии Большого Хингана и в ряде других районов известны разрезы с постепенным переходом от ордовика к силуру. И все же на большей части Урало-Монгольского пояса, по существу везде, кроме узких осевых зон герцинских геосинклиналей, таконская (каледонская) складчатость привела к завершению крупного тектонического этапа, к формированию на месте геосинклинальных систем складчатых сооружений, к региональному метаморфизму слагающих их формаций и к гранитизации как вновь созданных складчатых структур, так и более древних блоков континентальной коры.

Резкое усиление процессов погружения и растяжения земной коры, примерно совпадающее с началом силура, явилось тем переломным моментом, который можно рассматривать в качестве самой ранней фазы следующего крупного тектонического цикла, по-разному проявившейся в различных структурных элементах Урало-Монгольского пояса. В узких внутренних зонах геосинклинальных областей оно привело к смене преимущественно терригенных сероцветных формаций ордовика раннесилурийскими относительно глубоководными глинистыми (аспидными) и кремнисто-глинистыми толщами и к вспышке основного магматизма. В пределах внешних зон герцинских геосинклинальных областей силурийские отложения распространены мало, представлены формациями как геосинклинального, так и орогенного классов и, как правило, залегают на более древних толщах несогласно, образуя наложенные прогибы. По-видимому, уже в это время началась тектоническая переработка окраин консолидированных ранее массивов, сопровождавшаяся частичной деструкцией континентальной коры. В дальнейшем эти процессы то ослабевали, то вновь усиливались и достигли наибольшей интенсивности в начале среднего девона, когда внешние зоны окончательно оформились в качестве самостоятельных структурных элементов герцинских геосинклинальных областей. Силурийская тектоническая активизация, сопровождавшаяся формированием межгорных впадин и ростом смежных с ними поднятий, проявилась и во внутренних частях ряда догерцинских массивов.

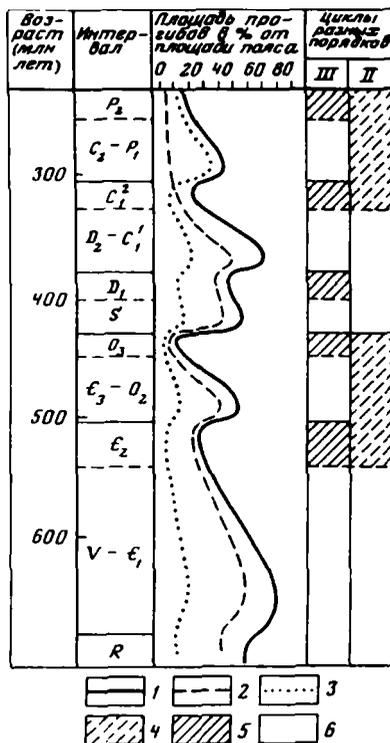
На палеотектонической схеме раннего девона отражена обстановка, существовавшая в пределах Урало-Монгольского пояса в течение большей части раннедевонской эпохи. Как показал анализ вертикальных рядов формаций, этот интервал геологической истории соответствовал фазе преобладающего воздымания и сжатия, завершившей силурийско-раннедевонский тектонический цикл 3-го порядка.

Обстановка, отраженная на палеотектонической схеме первой половины среднего девона, заметно отличалась от раннедевонской. Эти отличия связаны с тем, что на рубеже раннего и среднего девона фаза преобладающего воздымания и сжатия земной коры сменилась фазой погружения и растяжения, начавшей новый среднедевонско-раннекаменноугольный тектонический цикл. По своему значению для формирования среднепалеозойских (герцинских) геосинклинальных областей растяжение и погружение начала среднего девона соизмеримы с аналогичными процессами, происходившими в раннепалеозойских геосинклинальных областях в венде и начале кембрия, хотя увеличившаяся площадь внутренних ("океанических") зон в данном случае значительно уступала площади, занятой такими структурами в венде и раннем кембрии.

Во второй половине раннего карбона неравномерное геосинклинальное погружение, осложненное тектонической периодичностью 4-го порядка [8, 9], сменилось фазой воздымания и сжатия, имевшей особое значение, поскольку она, по существу, завершила формирование герцинских геосинклинальных структур Урало-Монгольского пояса (судетская тектоническая фаза или эпоха). Следующая за ней фаза погружения и растяжения земной коры выразилась в образовании в середине и конце карбона про-

Рис. 2. Схема периодичности развития Урало-Монгольского пояса в палеозое

Графики изменения площади прогибов Урало-Монгольского пояса в течение палеозоя: 1 — общей площади всех прогибов, 2 — прогибов геосинклинальных областей, 3 — прочих прогибов, в том числе прогибов протоорогенных, дейтероорогенных областей и чехлов микроплатформ; фазы преобладающего воздымания и сжатия: 4 — в циклах II порядка, 5 — в циклах III порядка; 6 — фазы преобладающего погружения и растяжения



гибов и впадин, заполненных формациями орогенного класса и наложенных как на только что сформировавшиеся герцинские складчатые сооружения (протоорогенные области), так и на более древние структуры (дейтероорогенные области). С этой же фазой растяжения связывается заложение узких новообразованных геосинклинальных прогибов, приуроченных к протяженным глубинным разломам и являющихся, по существу, апофизами раннемезозойских геосинклинальных областей Тихоокеанского пояса [4]. Замыкание позднепалеозойских прогибов и впадин и деформации заполняющих их комплексов связаны с фазой воздымания и сжатия, приходящейся на вторую половину перми и, возможно, начало триаса.

Анализ составленных палеотектонических схем подтверждает существование намеченной в работах многих исследователей и охарактеризованной выше тектонической периодичности разных порядков и позволяет перейти от качественной характеристики разнонаправленных тектонических процессов к ориентировочной количественной характеристике, выраженной в форме графиков сопряженных вертикальных (погружение—воздымание) и горизонтальных (растяжение—сжатие) движений (рис. 2). Имеющийся фактический материал подтверждает приблизительную одновременность проявления рассматриваемых тектонических фаз, однако для более точной их датировки и корреляции соответствующих событий необходима большая совместная работа тектонистов и стратиграфов.

Начальные фазы всех тектонических циклов (независимо от их масштаба) характеризуются усилением процессов рифтогенеза и деструкции континентальной коры, активизацией базальтоидного магматизма и расширением площади прогибов с земной корой океанического и переходного типов. Для конечных фаз характерно усложнение складчатых структур, активное проявление "корового" гранитоидного магматизма и увеличение площади участков с земной корой континентального типа. Таким образом, соотношение структур, обладавших океанической и континентальной земной корой, в течение позднего протерозоя и палеозоя периодически изменялось на фоне общей тенденции к постепенному сокращению площади "океанических" структур от максимального их развития в начале палеозоя до практически полного исчезновения в конце палеозоя.

В течение фаз преобладающего растяжения земной коры формировались латеральные ряды тектонических структур от "эвгеосинклинальных" прогибов внутренних зон геосинклинальных областей с формациями "океанического" типа до впадин и грабенов в пределах континентальных блоков, заполняемых прибрежно-морскими и наземными молассами. Совершенно очевидно, что заложение межгорных впадин, заполняемых силурийскими молассами, обычно рассматриваемое как начало эпигеосинклинального орогенного (протоорогенного) этапа развития каледонид, формиру-

вание узких линейных прогибов в результате тектонической переработки окраин консолидированных массивов и вовлечение их в новый геосинклинальный цикл, а также активизация геосинклинального погружения внутренних осевых зон длительного ("сквозного") развития сопряжены во времени и, скорее всего, обусловлены единой причиной – общим глубинным процессом, который вызвал растяжение земной коры, по-разному проявившееся в разных структурных зонах. Эти зоны (массивы, внешние и внутренние части геосинклинальных областей) различались по строению коры и более глубоких оболочек и, естественно, различным образом реагировали на общие импульсы эндогенной активности.

В связи со сказанным кажется уместным еще раз вернуться к вопросу о сущности орогенного этапа развития складчатых областей. Широко распространено представление, что орогенный этап, в отличие от собственно геосинклинального, с самого начала характеризуется преимущественно восходящими движениями и развивается в условиях общего тектонического сжатия. Однако это представление по меньшей мере неточно. Исторически сложившаяся двусмысленность толкования термина "орогенез" приводит к тому, что представления об орогенических (точнее, складкообразовательных) тектонических движениях, с которыми связано образование синклиналий, антиклиналий и других складчатых структур геосинклинального комплекса, формирующихся в условиях тангенциального сжатия, нередко сливаются, отождествляются в сознании геологов с представлением об орогенном этапе, начало которого определяется временем заложения межгорных впадин и краевых прогибов, заполняемых молласами.

В действительности начало орогенного этапа, относительная самостоятельность которого признается всеми тектонистами, происходит не в условиях тектонического сжатия, а скорее в условиях растяжения земной коры. Иначе трудно объяснить заложение и интенсивное погружение новообразованных прогибов и впадин, ограниченных системами ступенчатых сбросов. Что же касается условий сильного горизонтального сжатия, которые приводят в конечном счете к надвиганию растущих горных поднятий на смежные впадины и краевые прогибы, то они создаются значительно позже, во второй половине орогенного этапа и ближе к его окончанию. Не осознав диалектики этих процессов, мы рискуем прийти к совершенно неправильным выводам о палеодинамических обстоятельствах, в которых формировались соседние геосинклинальные и орогенные области.

Проведенный анализ позволяет сделать ряд частных выводов о некоторых широко применяемых тектонических терминах. Так, много возражений вызывает употребление (в том числе и в учебных пособиях) терминов "каледонский тектонический цикл", "герцинский цикл" и т.п. Если, говоря о каледонских (герцинских) геосинклинальных или складчатых областях и системах, мы хорошо понимаем друг друга, то, переходя к одноименным тектоническим циклам, нередко становимся в тупик. Действительно, что же такое "каледонский цикл"? Отрезок геологической истории от кембрия до силура? Или от ордовика до раннего девона? Или это время от заложения раннепалеозойских геосинклиналей до их замыкания? Включает он орогенный этап развития или нет? Одинакова или различна его длительность в разных областях? На эти и многие другие вопросы нет однозначных ответов, но они легко снимутся, если отказаться от "тектонической стратиграфии" и пользоваться для обозначения длительности тектонических циклов общепринятой геохронологической шкалой.

В последнее время широко употребляется термин "палеоокеан", "палеоокеанические структуры" и т.п. Безусловно, они очень яркие, легко запоминающиеся. Но что они обозначают? Полные аналоги современных океанов, т.е. географическое понятие? Аналоги современных океанических впадин? Структуры с корой океанического (или океанического и переходного) типа? По-видимому, чаще всего имеется в виду последнее. Но палеозойские структуры такого типа существенно отличались от современных и не случайно появляются новые термины – "малые океанические бассейны прошлого" и т.п. Очевидно, при употреблении подобных терминов необходимо более строгое их определение. Сопоставление внутренних зон геосинклинальных областей с океаническими структурами возможно лишь в том смысле, что земная кора в пределах тех и других

обладала, вероятно, сходным строением или состоянием. В палеогеографическом отношении внутренние зоны геосинклинальных областей с их интенсивно расчлененными подводным и частично надводным рельефом и с резкой фациальной изменчивостью приуроченных к ним формаций очень мало напоминают современные океанические впадины и, скорее всего, вообще не имеют современных аналогов.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Абдулин А.А., Шлыгин А.Е.* Важнейшие особенности тектоники Казахстанского и Среднеазиатского сегментов Урало-Монгольского складчатого пояса// Геотектоника. 1982. С. 66–79.
2. Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. М.: ГУГК, 1969. Т. 2.
3. *Боголепов К.В.* О двух типах орогенеза// Геология и геофизика. 1968. № 8. С. 15–26.
4. *Борзаковский Ю.А., Суетенко О.Д.* О некоторых позднепалеозойских геосинклинальных прогибах Центральной и Восточной Азии// Геотектоника. 1970. № 5. С. 12–25.
5. Докембрий континентов: Основные черты тектоники. Новосибирск: Наука, 1977. 262 с.
6. *Зонешайн Л.П.* Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М.: Недра, 1972. 240 с. (Тр. НИИзарубежгеология; Вып. 26).
7. *Зонешайн Л.П., Перфильев А.С.* Формирование континентальной коры Урало-Монгольского пояса// Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 47–62.
8. *Караулов В.Б.* О фазах тектогенеза в геологической истории Юго-Западного Алтая// Геотектоника. 1979. № 5. С. 67–77.
9. *Караулов В.Б.* Этапность развития западной части Урало-Монгольского пояса в девонском периоде// Геотектоника. 1981. № 3. С. 48–66.
10. *Моссаковский А.А.* Орогенные структуры и вулканизм палеозойд Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры. М.: Наука, 1975. 316 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 268).
11. *Моссаковский А.А., Дергунов А.Б.* Каледониды Казахстана и Центральной Азии: (Тектоническая структура, история развития и палеотектонические обстановки)// Геотектоника. 1983. № 2. С. 16–33.
12. *Муратов М.В.* Складчатые геосинклинальные пояса Евразии// Геотектоника. 1965. № 6. С. 3–18.
13. Палеотектонические карты СССР. М-6 1:5 000 000. Т. 1. Поздний протерозой–кембрий. М.: Аэрогеология, 1977.
14. Палеотектонические карты СССР. М-6 1:5 000 000. Т. 2. Ордовик–девон. М.: Аэрогеология, 1979.
15. *Пронин А.А.* Каледонский цикл тектонической истории Земли. Л.: Наука, 1969. 232 с.
16. *Ронов А.А., Хаш В.Е., Сеславинский К.Б.* Атлас литолого-палеогеографических карт мира. Поздний докембрий и палеозой континентов. Л.: ВСЕГЕИ, 1984.
17. Тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974. 284 с. (Тр. Совм. сов.-монг. н.-и. геол. экспедиции; Вып. 9).
18. *Чернова Е.С.* О протерозойских этапах развития Урало-Монгольского пояса// Изв. вузов. Геология и разведка. 1976. № 4. С. 10–17.
19. *Штшле Г.* Геотектоническое расчленение истории Земли// Избр. тр. М.: Мир, 1964. С. 344–394.

УДК 551.242.3

А.А. Абдулин, Ю.А. Зайцев

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ПАЛЕОЗОИД КАЗАХСТАНА

В пределах Казахстана находится большая часть Казахстанско-Тяньшаньской палеозойской геосинклинальной складчатой системы. Она обладает овальным квазиконцентрическим зональным строением. Системы антиклинорий, синклинорий, остаточных срединных массивов, глубинных разломов, складчатых зон разнообразного строения образуют гигантские дуги, вкладывающиеся одна в другую. Внешние раннекаледонский и позднекаледонский пояса охватываются находятся в центре Казахстанско-Тяньшаньской геосинклинальной системы Джунгаро-Балхашскую остаточную геосинклинальную варисцийскую область (рис. 1). Казахстанско-Тяньшаньская овальная квазиконцентрическая складчатая система со всех сторон обрамляется линейными варисцийскими складчатыми системами: с запада – Уральской, с востока – Иртышско-Зай-

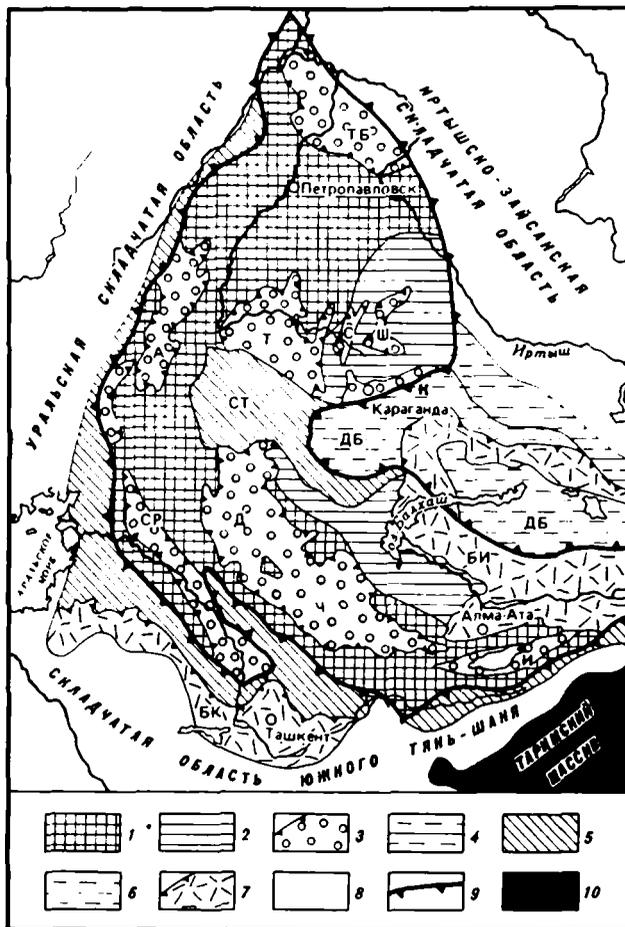


Рис. 1. Схема строения Казахстанско-Тяньшаньской геосинклинальной системы [17]

Складчатый фундамент эпикаледонского массива: 1 – область раннекаледонской складчатости; 2 – область позднекаледонской складчатости; 3 – наиболее крупные внутренние впадины, слагающие эпикаледонский чехол массива: Т – Тенизская, Д – Дзержинская, И – Иссик-Кульская, Ч – Чуйская, СР – Сырдарьинская, С – Селетинская, А – Аксуатская, ТБ – Тобольская, Ш – Шидертинская, К – Карагадинский прогиб; 4 – Чингиз-Тарбагатайское геантиклинальное поднятие (поздние каледониды, претерпевшие интенсивную варисийскую тектономагматическую переработку); 5 – Сарысу-Тезинская (СТ) варисийская многогеосинклинальная складчатая система; 6 – варисийская остаточная Джунгаро-Балхашская геосинклинальная складчатая система (ДБ); 7 – краевые позднепалеозойские вулканические пояса: БИ – Балхашско-Илийский, БК – Бельтау-Курвминский; 8 – варисийские линейные геосинклинальные области в обрамлении срединного массива; 9 – граница срединного массива; 10 – платформенный Таримский массив

санской, с юга – Южно-Тяньшаньской. Границы перечисленных складчатых систем отвечают положению крупных длительно развивавшихся глубинных разломов.

Геологическое строение Казахстанско-Тяньшаньской палеозойской геосинклинальной складчатой системы к настоящему времени полно изучено и достаточно ясно. Это позволяет на новой основе обратиться к рассмотрению историко-геологических проблем, из которых одной из наиболее важных является вопрос заложения геосинклинальной системы. Эта проблема имеет общее теоретическое, а также и сугубо практическое значение, так как с раннегеосинклинальной стадией развития связаны разнообразные полезные ископаемые – от медно-колчеданных месторождений до месторождений геосинклинальных фосфоритов, драгоценных и черных металлов.

В настоящем докладе авторы намерены уделить основное внимание именно этой проблеме, имея в виду то обстоятельство, что поздние стадии развития казахстанских палеозойд, их средне- и позднепалеозойская история уже неоднократно обсуждались, и в том числе на Тектонических совещаниях, созываемых Межведомственным тектоническим комитетом. В то же время широко известна дискуссия о ранних стадиях развития геосинклинальных складчатых поясов, в том числе и Урало-Монгольского: как и на каком основании заложились геосинклинали, прошли ли они океаническую стадию развития, и если прошли, то каковы были океанические пространства?

Реконструкции тектонического развития палеозойд Казахстана, излагаемые далее, опираются на последние сводки авторов [1, 9, 18], тектонические и палеотектонические региональные обобщения, выполненные совместно коллективами геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова, Института геологических наук им. К.И. Сатпаева при самом широком участии сотрудников Мингео КазССР, Мингео УзбССР, ВСЕГЕИ, МГРИ, Института геологии Киргизской ССР [11, 20]. Использована также часть карт из Атласа палеотектонических карт палеозойд Казахстана и сопредельных территорий.

В основу легенды палеотектонических карт атласа положено разделение тектонических областей и зон по проявлениям характерных эндогенных тектонических режимов – эвгеосинклинального, хемизвгеосинклинального, миогеосинклинального, остаточных срединных массивов, инверсионного, геоантиклинального, орогенного, квазиplatformенного, платформенного. Кроме того, показаны области распространения различных геологических формаций, разного рода структурные элементы, изопахиты и прочее.

Теперь перейдем к рассмотрению существа тектонической эволюции казахстанско-тяньшаньских палеозойд. В геологической истории Казахстанско-Тяньшаньской геосинклинальной системы следует обособить два мегаэтапа. Первый – мегаэтап заложения геосинклинальной системы и второй – мегаэтап прогрессирующей консолидации, приводящей к ее превращению в складчатую систему. Первый мегаэтап – заложения и раннего развития – охватывает интервал от позднего рифея до среднего-позднего (?) ордовика, то есть составляет около 350–400 млн лет; второй – мегаэтап прогрессирующей консолидации – с конца ордовика до конца пермского периода, длительностью около 220 млн лет.

Мегаэтап заложения и раннего развития Казахстанско-Тяньшаньской геосинклинальной системы начинается в позднем рифее у рубежа 900–850 млн лет в ее периферических зонах образованием внешнего пояса прогибов и поднятий (рис. 2). Этот пояс обрамлял гигантский срединный массив, сложенный более древними разновозрастными докембрийскими метаморфическими комплексами и называемый далее центральным ядром.

Внешний пояс прогибов и поднятий включал Байконурский, Калмыккульский прогибы, прогибы Большого Каратау и Чаткало-Нарынской структурно-фациальной зоны Среднего Тянь-Шаня. По-видимому, в это же время были заложены Марьевский, Восточно-Кокчетавский, Макушинский и Петропавловский прогибы. Для позднерифейских прогибов характерно накопление весьма изменчивых, контрастных по составу толщ щелочных базальтов и липарито-дацитов, сочетающихся в ряде мест с конгломератовыми накоплениями (например, в Южном Улутау и Большом Каратау). На севере Байконурского прогиба для верхнего рифея характерны толщи базальтоидов; для центральных частей того же прогиба, а также для прогиба Большого Каратау типична контрастная базальт-липаритовая серия, а для Чаткало-Нарынской структурно-фациальной зоны – толщи липаритов типа серии Большого Нарына. Такие же контрастные серии известны в Восточно-Кокчетавском прогибе и возможны в Петропавловском и более западных прогибах, скрытых под Тургайским "проливом" и Туранской плитой. Эндогенные тектонические режимы варьируют от эвгеосинклинального и хемизвгеосинклинального до орогенного. Вулканические толщи позднего докембрия, в частности их петрохимия, для большинства перечисленных прогибов изучены пока еще очень неполно. Мощности их, судя по относительно хорошо обнаженным районам Улутау, Большого Каратау и другим, достигают 2–3,5 тыс. м.

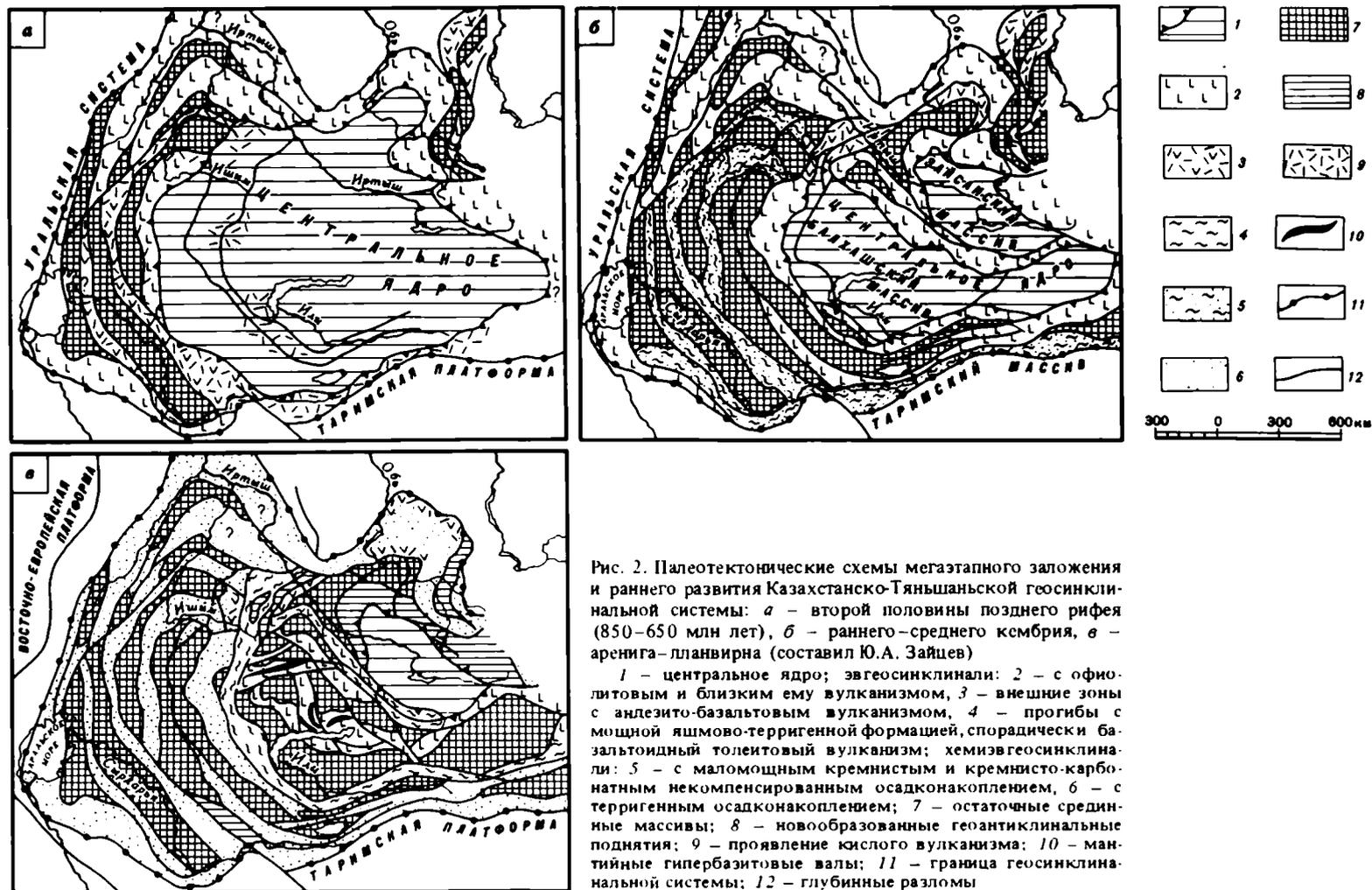


Рис. 2. Палеотектонические схемы мегаэтапного заложения и раннего развития Казахстанско-Тяньшаньской геосинклинальной системы: *а* – второй половины позднего рифея (850–650 млн лет), *б* – раннего–среднего кембрия, *в* – аренига–плавирна (составил Ю.А. Зайцев)

1 – центральное ядро; 2 – с офиолитовым и близким ему вулканизмом, 3 – внешние зоны с андезито-базальтовым вулканизмом, 4 – прогибы с мощной яшмово-терригенной формацией, спорадически базальтоидный толеитовый вулканизм; гемизвгеосинклинали: 5 – с маломощным кремнистым и кремнисто-карбонатным некомпенсированным осадконакоплением, 6 – с терригенным осадконакоплением; 7 – остаточные средние массивы; 8 – новообразованные геосинклинальные поднятия; 9 – проявление кислого вулканизма; 10 – мантийные гипербазитовые валы; 11 – граница геосинклинальной системы; 12 – глубинные разломы

Отдельные прогибы разделялись остаточными срединными массивами – поднятыми тектоническими блоками более древнего докембрия. Границы прогибов с поднятыми остаточными срединными массивами, а также с центральным ядром предопределялись глубинными разломами.

Центральное ядро возникло в позднем рифее; оно занимало практически весь Центральный, Южный и Восточный Казахстан, по широте – от гор Улутая до Горного Алтая, от Барнаула и Павлодара на севере до границы со Срединным Тянь-Шанем на юге. Ранее многие геологи предполагали на северо-востоке Центрального Казахстана, в хребтах Чингиз, Тектурмас, в Северо-Восточной Бетпакале, в Северном Прибалхашье и ряде других районов широкое распространение позднепротерозойских (рифейских) раннегеосинклинальных офиолитовых толщ, известных как уртынжалская, акдымская, ерементавская серии и их предполагавшиеся аналоги [4, 5, 13]. Поэтому в прежних палеотектонических реконструкциях для этих регионов в позднем протерозое принималось существование обширной эвгеосинклинальной системы, унаследованно развивавшейся впоследствии в раннем палеозое. В последние годы в палеотектонических реконструкциях именно для этих регионов предполагалось существование в позднем протерозое и раннем палеозое области с океанической земной корой или даже океанических пространств [3, 10, 14, 21, 22].

Ныне доказано, что все офиолитовые серии Центрального и Южного Казахстана относятся к кембрию или ордовика. Основанием для этого вывода являются массовые сборы остатков конодонтов во всех перечисленных выше районах. В случаях, когда известно основание раннегеосинклинальных серий, однозначно устанавливается их налегание на метаморфический фундамент, несомненно принадлежащий континентальной земной коре. А основание геосинклинального комплекса известно ныне не только в Кокчетавском и Улутауском регионах, но также в Ерементав-Ниязском, Бошекульском, Чингизском антиклинориях (горы Эдрей и Муржик), Жарминской зоне, к северу и к юго-востоку от Караганды, в Курчумском горсте, а также в Северо-Западном Прибалхашье и Центральной Джунгарии, на северо-востоке Баканасского блока. Все перечисленные выходы метаморфического фундамента оказываются забытыми при всех палеоокеанических и мобилистских реконструкциях.

Все сказанное – отсутствие геосинклинального рифея, наличие выступов фундамента – дает право предполагать существование здесь гигантского срединного массива – центрального ядра. В его пределах в позднем рифее был проявлен кислый липаритовый вулканизм, по-видимому, концентрирующийся вдоль гигантских зон дугообразных разломов. Вулканыты этого возраста известны в Юго-Западном Прибалхашье, Чу-Илийских горах, в хребте Кендыктас (орумбайская и кокпатасская свиты), предполагаются в Степнякском синклинории (свита Тассу), установлены на западе Ерементав-Ниязского антиклинория. Во внутренних частях центрального ядра в плоских впадинах в это время накапливались континентальные пестроцветные и красноцветные толщи (пример байэпшинской свиты Актау-Моинтинского антиклинория).

В венде сохранилась принципиально та же палеотектоническая зональность – внешний пояс прогибов и поднятий, а также центральное ядро. Отличия заключались лишь в том, что во многих прогибах западного и юга-западного сегментов пояса – Байконурском и Срединного Тянь-Шаня – происходило накопление терригенных и отчасти карбонатных толщ больших мощностей (2–3 тыс. м), в том числе тилитоподобных конгломератов; вендский вулканизм здесь был проявлен крайне незначительно. Офиолитовый типичный раннегеосинклинальный вулканизм был широко проявлен в Калмыккульском прогибе и в обрамлении Кокчетавского осадочного срединного массива (братолюбовская серия и другие). Вероятно, эти древние прогибы обрамляли с севера центральное ядро и, возможно, смыкались с находившимися восточнее подобными рифейско-вендскими прогибами Кузнецкого Алатау, Катунской и Монголо-Алтайской структурно-фациальных зон Горно-Алтайской геосинклинальной системы.

Центральное ядро в венде большей частью представляло область поднятия и лишь посередине (в Актау-Моинтинском антиклинории, Северо-Западном Прибалхашье,

Джунгарии) возник обширный континентальный плоский прогиб, открывавшийся к востоку [9]. В пределах этого прогиба преобладало карбонатное (доломиты) осадконакопление, унаследованное здесь впоследствии в кембрии. По периферии этого прогиба местами (Актау-Моинтинский, Центрально-Джунгарский антиклинории) накапливались маломощные терригенные толщи с горизонтами типилитоподобных конгломератов.

Позднерифейско-вендский этап привел к заложению геосинклинальных прогибов в периферических частях Казахстанско-Тяньшаньской системы и предопределил ее квазиконцентрический зональный структурный план. Однако не менее важное значение имели более поздние события мегаэтапа заложения геосинклиналей, развернувшиеся в кембрии и ордовике.

В раннем-среднем кембрии области наибольшей тектонической активности, выраженной зонами проявления эвгеосинклинального режима, сместились внутрь геосинклинальной системы (см. рис. 2). Центральное ядро распалось на два гигантских массива – Балхашский и Зайсанский, разделенные эвгеосинклинальными прогибами Чингиз-Тарбагатайской структурно-формационной зоны. При этом в северной части региона обособились два срединных остаточных массива – Баянаульский (Александровский) и Павлодарско-Барнаульский, также обрамлявшиеся эвгеосинклинальными прогибами. Роль центрального ядра в Казахстанско-Тяньшаньской системе в кембрийском периоде принадлежит теперь Балхашскому массиву. По его западной и юго-западной периферии в кембрии возникли Селетинский, Коисский и, возможно, Жалаиро-Найманский эвгеосинклинальные прогибы (см. рис. 2). Они наложились на краевые части центрального ядра. В более западных структурно-формационных зонах рифейского пояса прогибов и поднятий (Байконурском, Калмыккульском прогибах и др.) исчезает вулканизм и устанавливается хемизвгеосинклинальный режим, вызвавший преимущественно некомпенсированное осадконакопление преобладающих здесь кремнисто-карбонатных толщ. Вулканическая и тектоническая активность смещается внутрь Казахстанско-Тяньшаньской геосинклинальной системы примерно на 200–300 км. Таким образом, возникшие эвгеосинклинальные прогибы с многочисленными поясами гипербазитовых массивов вдоль глубинных граничных разломов прилегают непосредственно к центральному Балхашскому ядру, обрамляя его со всех сторон. К кембрийскому периоду относятся образование и полное отделение от центрального ядра Улутауского и Моинкумского срединных массивов.

Для большей части Балхашского центрального ядра в кембрии было типично карбонатное осадконакопление в условиях мелководья и очень незначительного прогибания (100–200 м).

В раннем ордовике (арениге) процесс заложения геосинклинальных прогибов продолжался, смещаясь по-прежнему внутрь Казахстанско-Тяньшаньской системы. Центральное ядро по западной окраине в полосе шириной 100–200 км испытало интенсивную деструкцию. Здесь возник единый (протяженностью около 2000 км) и глубокий Еремантау-Чулийский эвгеосинклинальный прогиб, располагающийся по западной и северо-западной окраинам центрального ядра и, вероятно, продолжавшийся к юго-востоку под Илийской впадиной (см. рис. 2). Мощность кремнисто-терригенных толщ аренига, лежащих здесь непосредственно на докембрийском фундаменте, составляет от 1000 до 2000–2500 тыс. м. Как было установлено Н.А. Герасимовой [6], снос кварцевого и аркозового обломочного материала на Атасуйском участке этого прогиба происходил с востока, т.е. с размывавшегося Балхашского центрального ядра. На севере рассматриваемый прогиб соединялся с прогибами Чингиз-Тарбагатайской зоны, унаследованными от кембрия.

Центральное ядро с севера также было обрезано системами глубинных разломов, имевших близширотные направления. Здесь возникли Верхнешидертинский и Матакский остаточные срединные массивы, для которых характерно присутствие в разрезе нижнего ордовика кислых вулканитов состава натровых липарито-дацитов и кератофилов, сочетавшихся с маломощными кремнистыми сланцами и фтанитами [17].

На большей части Балхашского центрального ядра продолжалось мелководное карбонатное осадконакопление. К северо-востоку от системы Чингизских эвгеосинклинальных прогибов продолжал существовать Зайсанский массив. На западе Казахстанско-Тяньшаньской системы в раннем ордовике сохранились все палеотектонические единицы, существовавшие ранее в кембрии. Так же, как и в кембрии, здесь преобладало маломощное кремнистое хемогенное некомпенсированное осадконакопление.

В среднем ордовике (лланвиrne) окончательно распадается центральное ядро: Балхашский массив как единое целое прекратил свое существование (см. рис. 2). На его месте образовался ряд остаточных массивов, из которых наиболее крупными были Ата-суйско-Джунгарский и Джунгарский⁴; севернее располагались выделенные ранее Н.А. Афоничевым Жаман-Сарысуйский, Калмакэмельский и Баканасский массивы, скрытые в поздневарисской структуре под соответствующими вулканическими позднепалеозойскими впадинами и реконструированные во всех казахстанских региональных геофизических обобщениях как погруженные сиалические древние блоки.

Балхашское центральное ядро в процессе деструкции подверглось интенсивному растяжению – возникли Тектурмасский, Северо-Балхашский и Агадырский типичные эвгеосинклинальные прогибы. Для центральных частей Тектурмасской и Северо-Балхашской эвгеосинклиналей характерно существование осевых геантиклинальных конседиментационных поднятий, в пределах которых на поверхность выступали и размывались протяженные и крупные массивы тектонизированных гипербазитов [8, 16]. Эти геантиклиналы представляли собой выступы мантийного субстрата, рассматриваемые некоторыми геологами как выходы океанической земной коры [2, 3]. Судя по ширине мантийных валов, величины раздвигов составляли не менее 10–15 км. Можно предполагать, что горизонтальные смещения, приведшие к деструкции Балхашского ядра, были направлены радиально от центральных частей возникшей в среднем ордовике Джунгаро-Балхашской геосинклинальной области.

Во второй половине среднего ордовика, в лландейло, а возможно и до конца ордовика, продолжалось развитие офиолитовых прогибов Джунгаро-Балхашской геосинклинальной области. В это же время во внешних зонах каледонской Кокчетавско-Северо-Тяньшаньской области, а также в Северо-Восточном Казахстане – в Еремантауском, Бошкешульском антиклинориях, в Чингиз-Тарбагатайском мегантиклинории, начиная с лландейльского века, а в некоторых зонах и с лланвиrne, возникает инверсионный эндогенный тектонический режим (происходит рост поднятий, уменьшается проницаемость земной коры для мантийных магматитов, характерно формирование флишоидных и раннемолассовых толщ). В конце инверсионной стадии каледонид происходит складчатость и внедрение гранит-гранодиоритовых соскладчатых интрузивных массивов. Область проявления инверсионного режима охватывает обширной дугой Джунгаро-Балхашскую область, где на это время приходится главная фаза раскрытия офиолитовых прогибов.

Таким образом, мегаэтапу заложения Казахстанско-Тяньшанских геосинклиналей присущи следующие черты.

1. Заложение геосинклиналей обязано деструктивным процессам, вначале возникающим в периферических частях, и их последующему дискретному смещению во внутренние части геосинклинальной системы на место прежде существовавшего центрального ядра. Завершается процесс заложения геосинклиналей полным разрушением центрального ядра.

2. Показателем наибольшей степени деструкции прежде существовавшей континентальной земной коры являются офиолитовая и родственные ей раннегеосинклинальные ассоциации, особенно выступы мантийного субстрата в виде гипербазитовых валов, возникших на месте наиболее значительных раздвигов коры.

3. Для офиолитовых прогибов характерно скачкообразное центростремительное сме-

⁴ Последний целиком находится на территории КНР.

щение внутрь геосинклинальной системы. Соответственно возраст офиолитовых и яшмово-базальтовых серий меняется от вендского и позднерифейского во внешних зонах до средне-позднеордовикского во внутренних.

Мегаэтап прогрессирующей консолидации. Эпикаледонский срединный массив ранней консолидации образовался как самостоятельная тектоническая единица после каледонских складчатостей — таконской в конце ордовика и чингизской в середине силура. С этого времени начинается новый этап развития палеозойд Казахстана и Тянь-Шаня. В конце ордовика после таконской складчатости, проявившейся во внешних зонах на очень большой площади, обособился Казахстанско-Тяньшаньский срединный массив ранней консолидации. После позднекаледонской чингизской складчатости к нему прилепились пространства на северо-востоке Центрального Казахстана, Чингиз-Тарбагатайский мегантиклинорий, значительные площади в Северо-Восточной Бетпакдале и Юго-Западном Прибалхашье [18]. После складчатостей на территории Казахстанско-Тяньшаньского эпикаледонского массива устанавливается орогенный тектонический режим.

Характерными особенностями эпох проявления складчатостей были затрудненная проницаемость земной коры для мантийных магматических расплавов, возникновение остаточной геосинклинальной области, где в это время господствовал инверсивного тектонического режима, а также разогрев земной коры, приведший к формированию гранит-гранодиоритовых массивов и проявлению регионального метаморфизма прениит-пумпеллитовой фации.

Орогенный (протоорогенный) тектонический режим сохраняет некоторые черты предшествующего инверсионного режима, но значительно от него отличается. Главным отличием является меньшая тектоническая дифференциация земной коры; кора становится более консолидированной, в меньшей степени разделена на тектонические блоки, что определяет меньшую дифференциацию вертикальных тектонических движений. Земная кора выступает на орогенном этапе как единое целое, будучи способна лишь на крупные сводовые поднятия. Косвенным подтверждением этого заключения является практическое отсутствие синорогенных впадин в пределах ранних и поздних каледонид, сформировавшихся в силуре, а также и малое их число в раннем девоне. На орогенном этапе сохраняется тектоническая обстановка сжатия (о чем свидетельствуют затрудненный подъем базальтовых магм и рождение промежуточных магматических очагов), по-прежнему происходит разогрев земной коры, возможно ее более высокие уровни, на что, вероятно, указывает появление преобладающих при этом режиме аляскитовых и лейкократовых гранитов.

Характерно также и то, что каждая из складчатостей — таконская и чингизская — сопровождается образованием геоантиклинальных поднятий в периферических частях остаточной геосинклинальной области, где в это время господствовал инверсионный тектонический режим. Источниками, питающими молассовые прогибы по периферии Джунгаро-Балхашской области, были не только сводовые поднятия эпикаледонского срединного массива, но также и упомянутые частные геоантиклинальные поднятия.

Таким образом, с конца ордовика и до среднего девона (эйфельского века включительно) происходило наращивание консолидированных пространств Казахстанско-Тяньшаньского срединного массива. С конца раннего девона начинается образование краевых вулканических поясов — типичных для казахстанских палеозойд структурно-формационных зон, развивавшихся с девона до конца перми.

Примечательным, но пока еще не вполне понятным фактом является одновременность (в конце ордовика—начале силура) консолидации Казахстанско-Тяньшаньского срединного массива и заложения Уральской и Иртышско-Зайсанской геосинклинальных линейных систем. Именно на это время, как установлено М.Ф. Микуновым, приходится заложение Иртышско-Зайсанской системы — раздвижки фундамента, начало развития офиолитовой ассоциации. Заложение Уральской геосинклинальной системы также приходится на конец ордовика—силур. Эта же тенденция в развитии упомянутых линейных систем сохраняется в позднем силуре, раннем и среднем девоне. В Казахстанско-Тянь-

шаньской системе на это время приходится орогенез, продолжение процесса прогрессирующей консолидации земной коры.

Со среднего девона и до перми формируется чехол Казахстанско-Тяньшаньского эпикаледонского срединного массива [18]. В среднем девоне—франском веке на фоне дейтероорогенеза образуются молассовые толщи. Подобные молассовые формации О.А.Мазарович [12] назвал молассами тектонической активизации. Для дейтероорогенного режима характерны интенсивная тектоническая дифференциация ранее консолидированного фундамента, прорывы андезито-базальтовых магм, относительное растяжение земной коры на фоне разнонаправленных вертикальных движений крупных тектонических блоков. Молассы и вулканогенные молассы слагают нижний синорогенный ярус чехла массива [7, 15].

Средний сингеосинклинальный ярус чехла, сложенный карбонатными и терригенно-карбонатными породами, принадлежит фамену—нижнему карбону. Он включает месторождения каменных и бурых углей, железо-марганцевое и полиметаллическое стратиформное оруденение.

Верхний синорогенный ярус чехла образован позднепалеозойскими красноцветными и пестроцветными молассами, соленосными эвапоритовыми толщами. Позднепалеозойские молассы в пределах эпикаледонского массива представляют собой главным образом аллохтонные образования и связаны с орогенезом в соседних геосинклинальных системах — Уральской и Джунгаро-Балхашской.

Мы не будем более подробно рассматривать здесь средне-позднепалеозойскую историю эпикаледонского массива, так как это делалось неоднократно многими геологами и в том числе авторами статьи [1, 7]. Так же кратко рассмотрим закономерности средне-позднепалеозойского развития Джунгаро-Балхашской геосинклинальной области. В ее эволюции сохраняются те же тенденции, что и для казахстанско-тяньшаньских палеозонд в целом. Характерно также центростремительное смещение этапов и стадий орогенеза. От периферии к центру Джунгаро-Балхашской области обособляются области тельбесской (акадской), саурской (судетской) и раннепермской складчатостей. В силуре устанавливается инверсионный тектонический режим; только в центре Джунгаро-Балхашской области он сохранялся до середины ранней перми. Орогенный этап также имел разную продолжительность во внешних и внутренних частях этой геосинклинальной области. Он озаменовался образованием смещавшегося к центру геосинклинальной системы Балхашско-Илийского краевого вулканического пояса. Отмечается резкое расширение вулканического ареала после раннепермской саякской складчатости, приведшей к полному замыканию Джунгаро-Балхашской геосинклинальной области.

Рассмотрение главных особенностей строения и геологической истории казахстанско-тяньшаньских палеозонд позволило прийти к следующим выводам.

1. Развитие Казахстанско-Тяньшаньской геосинклинальной системы от заложения геосинклиналей и обособления центрального ядра до полного замыкания представляет собой единый гигантский процесс, захвативший обширные площади в центре Урало-Монгольского пояса и растянувшийся от середины позднего рифея до конца перми на 600—650 млн лет.

2. Казахстанско-Тяньшаньскую геосинклинальную систему следует рассматривать как особый тип геосинклиналей овального квазиконцентрического зонального строения, обладающий центростремительным смещением этапов и стадий развития, смещением проявлений магматизма, складчатости и орогенеза. Этот тип геосинклиналей Ю.А. Зайцев предлагает называть арагеосинклинальными системами, противопоставляя их линейным.

1. *Абдулин А.А.* Геология Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1981. 175 с.
2. *Антонюк Р.М.* Океаническая кора эвгеосинклинальной области востока Центрального Казахстана // Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М.: Наука, 1982. С. 67–73.
3. *Богданов А.А., Мазарович О.А., Михайлов А.Е., Четверикова Н.П.* Новые данные по геологии докембрийских и палеозойских отложений Атасуйского района // Сов. геология. 1955. № 4Я С. 128–151.
4. *Борукаев Р.А.* Допалеозой и нижний палеозой северо-востока Центр. Казахстана. М.: Гостеоптехиздат, 1955. 407 с.
5. *Герасимова Н.А.* Строение и условия образования раннегеосинклинальных ордовикских кремнисто-терригенных отложений Атасуйского антиклинория (Центральный Казахстан). Автореф. дис. . . . канд. Геол.-минерал. наук. МГУ, 1978. 27 с.
6. *Зайцев Ю.А.* Казахстанско-Тяньшаньский эпикаледонский срединный массив как тектонотип массивов ранней консолидации // Тектоника срединных массивов. М.: Наука, 1976. С. 43–64.
7. *Зайцев Ю.А.* Мантийные гипербазитовые валы – особый тип глубинных геосинклинальных структур в палеозойских эвгеосинклиналях Казахстана // Проблемы геологии Центрального Казахстана: Вопросы геологии докембрия и нижнего палеозоя. М.: Изд-во МГУ. 1980. С. 140–182.
8. *Зоненшайн Л.П.* Модель развития геосинклинального пояса (на примере Центрально-Азиатского складчатого пояса) . М.: Наука, 1974. С. 11–35.
10. Карта каледонской структуры Казахстана и сопредельных территорий. М-6 1 : 1 500 000 / Под ред. А.А. Абдулина, Ю.А. Зайцева.
11. *Мазарович А.О.* Геология девонских моласс. М.; Недра, 1976. 207 с. с.
12. *Маркова Н.Г.* Докембрий восточной части Бетпак-Далы и сопредельных районов Казахстана // Тр. совещ. по унификации стратиграф. схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана, Т. 1. Алма-Ата, 1960. С. 33–40.
13. *Муратов М.В.* Строение и развитие срединных массивов геосинклинальных складчатых областей // Геотектоника. 1974. № 3. С. 36–46.
14. *Моссаковский А.А., Дергунов А.Б.* Каледониды Казахстана и Центральной Азии (тектонические структуры, история развития и палеотектонические обстановки) // Геотектоника, 1983, № 2. С. 16–33.
15. *Паталаха Е.И., Белый В.А.* Офиолиты Северного Прибалхашья; аллохтон или автохтон? // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1977. № 2. С. 1–19.
16. *Сигачева Н.Н.* Строение метаморфизованных толщ центральной части Спасского антиклинория (Центральный Казахстан) // Вестник МГУ. Сер. геол., 1979. № 1. С. 3–25.
17. Сравнительная тектоника Чешского и Казахстанско-Тяньшаньского срединных массивов. / Под ред. Ю.А. Зайцева, И. Яроша. М.: Изд-во МГУ, 1984. 138 с.
18. *Антонюк Р.М., Ляпичев Г.Ф., Маркова Н.Г.* и др. Структура и эволюция земной коры Центрального Казахстана // Геотектоника, 1977. № 5. С. 71–82.
19. Тектоника Казахстана (Объяснительная записка к тектонической карте м-ба 1 : 2 500 000). М.: Наука, 1982.
20. Тектоническая карта области палеозойских складчатостей Казахстана и сопредельных территорий. М-6 1 : 1 500 000 / Гл. редакторы А.А. Абдулин, Ю.А. Зайцев, Л.; Ленкартфабрика, 1980.
21. *Хаин В.Е.* Об одной важнейшей закономерности развития межконтинентальных поясов Евразии / Геотектоника, 1984. № 1. С. 13–23.
22. *Хераскова Т.Н.* Формации начальных этапов развития геосинклиналей (на примере Казахстана, Алтае-Саянской области и Западной Монголии). Автореф. дис. . . . д-ра геол.-минерал. наук. М.: ГИН АН СССР, 1983. 51 с.

А.Б. Дергунов, А.А. Моссаковский, С.Г. Самыгин, Т.Н. Хераскова

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ПАЛЕОЗОИД ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ (АЛТАЕ-САЯНСКАЯ ОБЛАСТЬ, ЗАПАДНАЯ МОНГОЛИЯ) И КАЗАХСТАНА

Палеозоиды Центральной Азии и Казахстана занимают огромную территорию, которая даже в современных границах простирается почти на 2 тыс. км с востока на запад и на 1,5 тыс. км — с севера на юг. В ее пределах вскрыты разнообразные геологические образования всех систем палеозоя, особенности состава и строения которых позволяют выделить крупные и закономерно расположенные палеотектонические области, соответствующие срединным и краевым частям обширного палеоокеанического бассейна. Кроме того, они дают возможность проследить основные этапы формирования на его месте складчатых сооружений и преобразования океанической коры в континентальную.

Тектоническое изучение палеозоид Казахстана и Алтае-Саянской области было начато Н.С. Шатским, А.А. Богдановым, Н.А. Штрейсом, В.А. Кузнецовым, В.П. Нехорошевым и другими на основе классической геосинклинальной теории. Позднее развитие идей мобилизма и прогресс в изучении офиолитовой ассоциации пород [35–37 и др.] позволили подойти к исследованию палеозоид как сооружений, сложившихся на месте древнего океанического бассейна Центральной Азии [24], формирование которых завершилось возникновением орогенных вулканических поясов [32]. Проблемы тектонического строения и развития палеозоид были рассмотрены с новых позиций в ряде публикаций как по Казахстану [2, 51, 52 и др.], так и по Алтае-Саянской области [4, 53 и др.], в том числе с привлечением материалов по Западной Монголии [15, 33, 54].

Большая часть Центральной Азии и Казахстана занята каледонидами, которые на западе обрамляются Кокчетавским, Улутау-Северо-Тяньшаньским, а на востоке — Восточно-Саянским и Тувино-Монгольским докембрийскими массивами. На севере они перекрываются чехлом Западно-Сибирской плиты, а на юге срезаются варисцидами Южного и Гобийского Тянь-Шаня. Варисцидская Иртыш-Зайсанская зона делит территорию на казахстанскую и сибирско-монгольскую части.

Подход к определению тектонической природы палеозоид Центральной Азии и Казахстана во многом зависит от представлений о фундаменте, на котором они формировались. Можно сказать, что исследователи проблемы фундамента разделились на две группы: одни считают, что палеозойские вулканогенно-осадочные отложения формировались в геосинклинальных прогибах на древнем сиалическом субстрате [22, 23, 29 и др.], другие рассматривают определенную их часть как офиолитовую ассоциацию с меланократовым габбро-гипербазитовым основанием, образовавшуюся в процессе эволюции палеоокеанического бассейна [2, 24, 32 и др.]. Во вторую группу входят и авторы настоящей работы.

Тесная парагенетическая связь гипербазитов с нижнекембрийскими базальтоидами настолько очевидна, что долгое время служила обоснованием их ранне-среднекембрийского возраста. Однако многие объективные данные показывают, что гипербазиты значительно древнее, так как они почти всюду полагаются в основании разрезов базальтоидов, их обломки содержатся в осадочных породах, сопровождающих эти базальтоиды, а прорывающие дайки имеют более древний возраст [40]. В последние годы во многих районах Алтае-Саянской области установлено, что породы офиолитовой ассоциации слагают крупные тектонические покровы, в основании которых находятся габбро-гипербазитовые комплексы [13, 20, 30, 44, 53].

Так, Куртушибинский и Северо-Саянский гипербазитовые пояса представляют собой аллохтонные выходы меланократового основания на обоих бортах Западно-Саянского синклиналия, а Борусский и Шапшальский — в его более центральной части. Таким

образом, можно считать, что весь Западно-Саянский синклиниорий подстилается офиолитами с габбро-гипербазитовым основанием. Множество гипербазитовых тел вскрывается в подошве офиолитовых аллохтонов или в составе меланжево-олистостромовых комплексов соседних районов Тувы и Горного Алтая [4], Кузнецкого Алатау [26] и Западной Монголии [13]. Такое же структурное положение занимают гипербазиты офиолитовых ассоциаций в Тектурмасском, Северо-Балхашском, Эскулинском, Жалаир-Найманском и в других районах Центрального Казахстана [5, 31, 52], а также в Чарском поясе Иртыш-Зайсанской зоны [10, 43].

На всей территории Алтае-Саянской области известно более 700 выходов гипербазитов [42], в Казахстане – 550 [39], много выходов установлено в Западной Монголии [41]. Они имеют тектонические контакты и рассеяны по всей площади этих регионов, и только их цепочки вдоль тектонических ограничений некоторых линейных зон можно считать гипербазитовыми поясами. Подавляющее большинство гипербазитовых массивов находится за пределами этих поясов, причем почти везде вместе с венд-нижнекембрийскими базальтами. Приведенные данные показывают, что в венде – раннем кембрии на всей территории палеозойд Центральной Азии и Казахстана фундаментом диабазово-спилитовой и связанных с нею формаций служили габбро-гипербазитовые комплексы, сопоставимые с 3-м слоем современной океанической коры.

Имеются редкие, но убедительные доказательства формирования базальтоидов непосредственно на габбро-гипербазитовом основании в виде прямых наблюдений переходов от базальтоидов к диабазовым дайкам, а затем габбро-диабазовым силлам и габброидам офиолитовой ассоциации. Они установлены в Куртушибинском поясе Западного Саяна [20] и Хан-Тайширском районе Западной Монголии [25]. Известны также непосредственные стратиграфические налегания нижнекембрийских вулканогенно-осадочных отложений на серпентинизированных гипербазитах, которые наблюдались в юго-восточной части Западной Монголии в районе горы Эрдэни [38].

К этому следует добавить, что нигде на всей огромной территории палеозойд Центральной Азии и Казахстана не обнаружено признаков стратиграфического налегания раннепалеозойских вулканитов офиолитовой ассоциации на докембрийский сиалический фундамент. Более того, среди них вообще неизвестны надежно обоснованные его выходы. Однако некоторые исследователи считают выступами древнего фундамента метапелитовые зеленые сланцы Теректинского, Курайского и Телецкого горстов Горного Алтая, Джебашского и Куртушибинского – Западного Саяна, а также ортосланцы Томского и Терсинского "выступов" Кузнецкого Алатау [29, 45 и др.], порфирииды Матакского горста в Казахстане [22]. Этим представлениям противоречат данные, показывающие, например, что метапелитовые сланцы Теректинского и Куртушибинского горстов содержат обломки и глыбы также метаморфизованных венд-нижнекембрийских офиолитов. По существу, они являются метаморфизованным олистостромом, парагенетически связанным с тектоническими покровами офиолитов, установленными в этих же районах [17, 20, 53]. Что касается ортосланцев Томского "выступа", то специальные исследования показали несостоятельность определений их древнего абсолютного возраста и подтвердили постепенные переходы к слабее метаморфизованным породам раннего палеозоя [1]. Ю.Ф. Кабановым получены данные о среднепалеозойском возрасте порфириидов Матакского горста.

Таким образом, во внутренней области палеозойд Центральной Азии и Казахстана в настоящее время нет достаточно обоснованных выходов древнего сиалического фундамента. Только по периферии территории известны массивы (например, Актау-Моинтинский, Джунгарский), которые можно считать фрагментами, отторженцами древнего континентального обрамления, сравнимыми с поднятиями на пассивных окраинах океанов типа Багамской платформенной банки.

Рассмотрим основные этапы преобразования обширного палеоокеанического бассейна в сложное глыбово-складчатое сооружение.

Первый, венд-среднекембрийский, этап характеризуется относительной тектонической однородностью (рис. 1). На огромной площади центральной части бассейна проис-

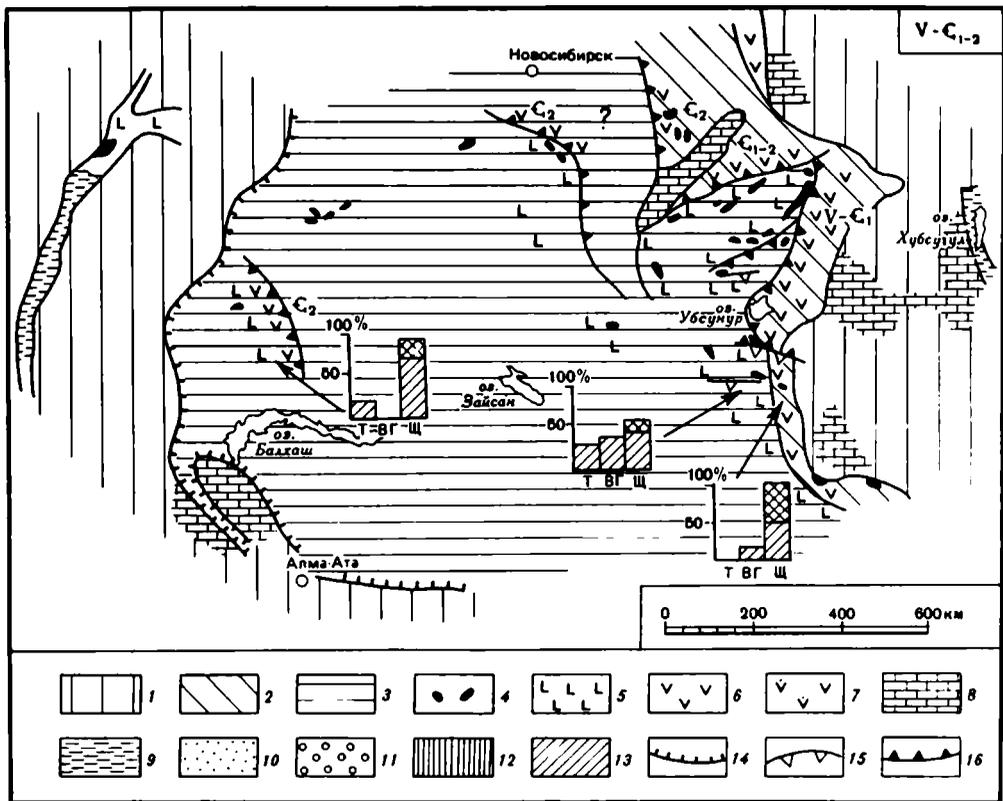


Рис. 1. Палеотектоническая схема для венд-среднекембрийской эпохи (на западе с элементами палинспастической реконструкции)

1 - континентальная кора; 2 - кора переходного типа; 3 - кора океанического типа; 4 - выходы меланократового основания; вулканогенно-осадочные комплексы: 5 - базальтовые, 6 - андезитовые, 7 - вулканогенно-терригенные пестрого состава, 8 - терригенно-карбонатные, 9 - терригенные и черносланцевые рифтогенных структур, 10 - флишевые и флишеидные областей лавинной седиментации, 11 - молассы; вулканогенные молассы: 12 - нормальной и 13 - повышенной щелочности; 14 - склон пассивной континентальной окраины; 15 - зоны шарьирования; 16 - зоны субдукции

Петрохимические серии базальтов по Х. Куно: Т - толеитовая, ВГ - высокоглиноземистая, Ш - щелочная (двойная штриховка - $K_2O > 1\%$), ROF - диаграмма составов обломочного материала в песчаниках: R - литический, Q - кварцевый, F - полевошпатовый компоненты

ходили излияния слабодифференцированных базальтоидов толеитовой серии, обогащенных Na, Mg, Cr, Ni. Наиболее полно они представлены в Озерной зоне Западной Монголии. Вулканиды близкого состава распространены севернее, где они начинают разрезывать Западного Саяна. На западе, в Центральном Казахстане, среди них возрастает роль щелочных оливиновых базальтов, обогащенных K, Ti, P и обедненных Mg, Cr, Ni. Таким образом, уже на раннем этапе развития проявилась очень крупная латеральная петрохимическая зональность пород, свидетельствующая о единстве этого огромного бассейна и похожая на современную петрохимическую зональность вулканидов по линии океан-континент [18]. Вверх по разрезу базальтоиды обычно сменяются терригенно-кремнисто-туффиловыми формациями, иногда с археоциановыми известняками. Нередко появляются олистостромовые горизонты, указывающие на очень ранние горизонтальные движения. Однако в срединных частях палеоокеана после них продолжалось заполнение бассейна кремнисто-терригенными и/или кремнисто-карбонатными отложениями.

На восточной окраине бассейна в венд-раннем докембрии накапливалась существ-

венно иная – спилито-кератофировая – формация, в составе которой явно преобладают базальтоиды повышенной щелочности (Дагандельская зона Западной Монголии, Северная зона Западного Саяна). Позднее она сменилась терригенно-кремнисто-туф-фитовой и кремнисто-карбонатной формациями в Западной Монголии, островодужными туфо-конгломератовой и андезито-базальтовой в Западном Саяне. В последнем случае вулканизм сопровождался внедрением плагиигранитных интрузий (маинский комплекс [55]). По-видимому, у северо-восточного края палеоокеанического бассейна уже в конце раннего кембрия существовала вулканическая островная дуга, которая отделяла задуговой Минусинский бассейн, развивавшийся на переходной коре, от преддугового Западно-Саянского с корой океанического типа (см. рис. 1).

Активные тектонические преобразования происходили в венд-среднекембрийское время в наиболее восточной части древнего бассейна, примыкавшей к континентальному обрамлению, где на коре переходного типа изливались базальт-андезитовые и базальт-андезит-липаритовые лавы, а из вулканов центрального типа выбрасывался туфогенный материал. Эти вулканиты находятс: в основании разрезов Таннуольско-Хамсаринской зоны Восточной Тувы [8, 28] и Ханхухэйской зоны Западной Монголии [14], сменяясь выше терригенными отложениями с рифами археоциатовых известняков. Весьма широко развиты здесь мощные олистостромы, свидетельствующие о значительных горизонтальных перемещениях, в результате которых эта активная окраина приобрела покровно-чешуйчатое строение [4, 13]. Формирование гранитно-метаморфического слоя завершилось в среднем–позднем кембрии массовым гранитообразованием (таннуольский комплекс).

Особенности образования покровно-чешуйчатой структуры этого региона видны на примере Ханхухэйской зоны Западной Монголии (рис. 2). Самое нижнее, автохтонное положение занимает базальт-андезитовая толща с вулканомиктовыми гравелитами, песчаниками и археоциатовыми известняками. Ее разрез завершается олистостромом, в матрице которого найдены археоциаты верхов нижнего кембрия. Автохтон смят в очень крутые пережатые складки и полого перекрыт нижним тектоническим покровом, сложенным пластинами спилито-кератофиров и археоциатовых известняков низов нижнего кембрия. Выше залегает второй покров, состоящий из серпентинитового меланжа, диабазов и спилитов, кремнистых осадков. Такой набор пород характерен для более срединной части палеоокеана. Все толщи автохтона и обоих покровов прорваны средне-позднекембрийскими гранитоидами и вместе с ними перекрыты девонской молассой, а позднее крутыми разломами разбиты на блоки, взброшенные с севера на юг навстречу движению покровов.

Таким образом, эта типичная зона тектонического скупивания возникла на активной окраине Центрально-Азиатского бассейна еще в начале кембрия. Позднее, в среднем кембрии, тектоническое скупивание привело к образованию островодужных структур и формаций в Кузнецком Алатау, а затем в Салаире и Казырской зоне Восточного Саяна. По-видимому, этот процесс в значительной мере способствовал здесь массовому гранитообразованию в среднем–позднем кембрии. Следует отметить, что во многих районах ранних каледонид (салаирид) повторяется сочетание тектонических покровов с зонами метаморфизма и гранитообразования, что отражает, вероятно, их парагенетические соотношения. В результате это привело к структурно-вещественному преобразованию океанической коры и латеральному наращиванию коры переходного типа на восточной окраине палеоокеанического бассейна.

Западное (казахстанское) континентальное обрамление древнего бассейна имело окраину пассивного типа. Относящиеся к ней разрезы сохранились очень плохо и фрагментарно представлены склоновыми терригенными отложениями кварцевого и углеродисто-глинистого состава, иногда с остатками кембрийской фауны. Примером могут служить мoberгелловыe слои Селетинского прогиба [6], низкая и святогоровская свиты Еремснтау [11], среднекембрийские отложения гор Кендыктас [27]. К дистальным фациям этого комплекса принадлежит также толща предположительно вендского возраста хребта Муржик на Чингизе, накопившаяся уже у континентального подножья

на коре океанического типа. В среднем кембрии здесь появилась островная вулканическая дуга [52], ориентированная косо по отношению к линии континентального склона и фронтально обращенная на восток (см. рис. 1).

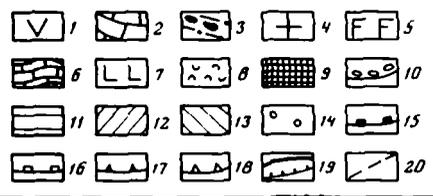
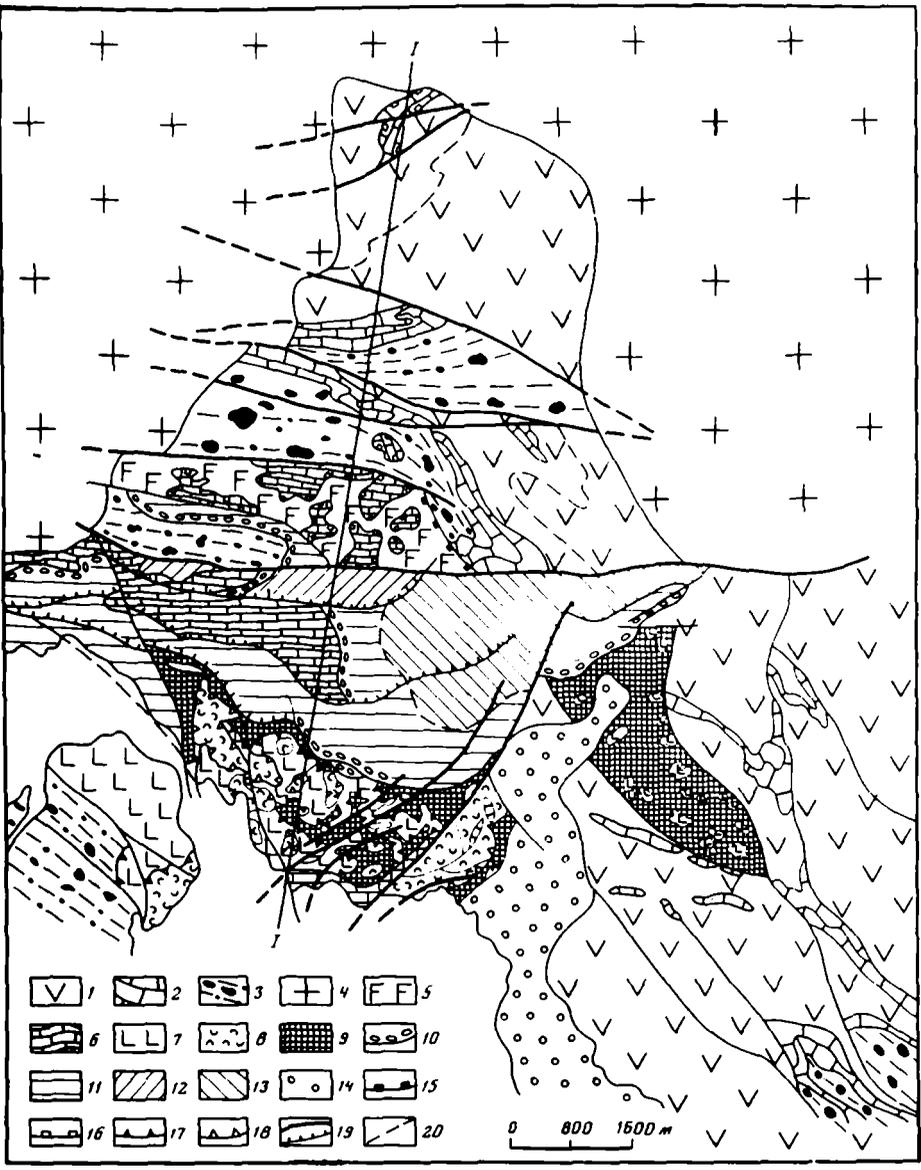
В пределах докембрийских сиалических массивов казахстанского обрамления в венде возникла кварцево-аркозвая формация, сложенная продуктами размыва гранито-гнейсового основания, которые накопились в депрессиях древнего рельефа. Ее сменяет кремнисто-карбонатная формация ($V^?--E_2$) с довольно широким распространением известняков и доломитов, отлагавшихся в мелководных эпиконтинентальных бассейнах. Особыми структурами были узкие и длинные рифтогенные прогибы (Байконурский, Сарытумский), заполнявшиеся турбидитным и местным грубообломочным материалом, а позднее глубоководными углеродисто-кремнистыми металлоносными осадками. Иногда здесь встречаются богатые K , TiO_2 и P_2O_5 базальтоиды повышенной щелочности [52, 55].

Итак, в венде—раннем (среднем) кембрии на месте палеозоид Центральной Азии и Казахстана существовал громадный океанический бассейн с пассивной западной и активной восточной окраинами. В центральной области на меланократовом основании шло накопление базальтовых комплексов, затем глубоководных тефротурбидитов. Характерны углубление условий осадконакопления снизу вверх по разрезу и отсутствие терригенного материала континентального происхождения. На восточной активной окраине развивался спилит-кератофиновый и базальт-андезит-липаритовый вулканизм островодужного типа. В более внутренних островных дугах происходило тектоническое ссучивание, завершившееся массовым гранитообразованием и латеральным наращиванием коры переходного типа (салаириды). У пассивной западной окраины вулканическая дуга возникла в среднем кембрии, что свидетельствует о появлении там первых признаков тектонической активизации.

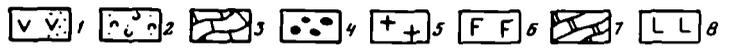
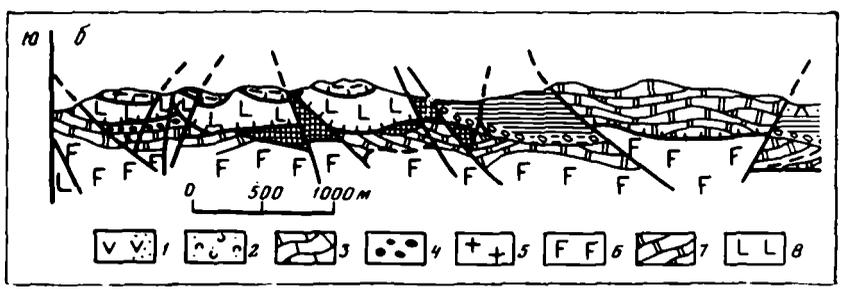
Второй, среднекембрийско-среднеордовикский, этап отличался наибольшей тектонической неоднородностью, которая выражена сосуществованием многочисленных разных по природе палеоструктур как на востоке, так и на западе палеозоид (рис. 3). На месте их центральной и восточной части в среднем—позднем кембрии существовал еще достаточно большой океанический бассейн, который простирался с востока на запад и с севера на юг более чем на 1000 км. Всюду он заполнялся относительно однообразными терригенными плагноклаз-кварцевыми песчано-алевролитовыми отложениями большой (4—5 км) мощности.

Судя по составу, эта огромная масса терригенных осадков могла образоваться только при размыве крупного континентального массива, вероятнее всего Восточно-Саянского выступа фундамента Сибирской платформы [9, 12]. Широкое развитие ритмичной градационной слоистости, подводно-оползневых турбидитных текстур, а также закономерные изменения этих текстур и состава обломков по латерали позволяют считать, что накопление происходило в условиях лавинной седиментации в каньонно-всеерной системе, проксимальная часть которой находилась на востоке (Западный Саян), а дистальная — на западе (Горный и Монгольский Алтай). Почти полное отсутствие карбонатов, бентосной фауны и мелководных текстур показывает, что этот бассейн оставался относительно глубоководным и некомпенсированным. Лишь в конце кембрия—начале ордовика появились признаки компенсации погружения осадконакоплением; с этого времени в осадках стал преобладать местный полимиктовый материал [7]. Одновременно в верхах разрезов терригенного комплекса появились олистостромы с олистолитами офиолитов, свидетельствующие об оживлении покровных движений [17]. Кроме того, ссучивание развивалось путем сжатия и изоклиальной складчатости, которая сопровождалась более сложными деформациями на глубине в условиях зеленосланцевого метаморфизма повышенных давлений [21]. Эти процессы — ссучивание и метаморфизм — в некоторых зонах шли параллельно с гранитообразованием [12]. В результате сформировался новый гранитно-метаморфический слой и значительно расширилась область переходной зоны в сибирско-монгольской части бассейна. В ордовике здесь сохранились только остаточные морские бассейны

a



0 800 1500 m



(Ануйско-Чуйский и Западно-Саянский), а также развивались межгорные впадины [16].

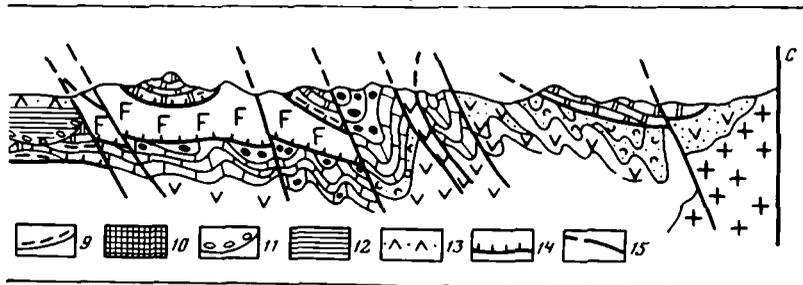
Существенно оживилась тектоническая активность в рассматриваемом интервале времени в западной, казахстанской, части бассейна, выразившаяся в многократном скучивании и развитии островодужного известково-щелочного вулканизма. Здесь же сохранились фрагменты верхнекембрийских-нижнеордовикских толщ океанических вулканитов и яшм, примыкающие с запада к хребту Чингиз. В районе Чингиза широкое развитие получили островодужные комплексы, которые формировались трижды: в среднем кембрии, со второй трети позднего кембрия по ранний ордовик и в среднем ордовике [47, 52]. Они представлены мощными в разной степени дифференцированными сериями известково-щелочных вулканитов, ассоциирующими с ними осадочными толщами, а также комагматичными интрузиями. Образование каждого островодужного комплекса заканчивалось шарьированием в северо-восточном направлении и накоплением перед фронтом надвигания хаотических ассоциаций пород. В результате "фундаментом" более молодых вулканических дуг служили тектонически сгруженные и перемешанные формационно различные толщи предшествовавшего цикла (или циклов) развития. Например, в Центрально-Чингизской зоне осадочно-вулканогенный комплекс второй трети верхнего кембрия-нижнего ордовика тектонически перекрывает олистостром среднелланвирического возраста, содержащий продукты его разрушения, а также "запечатанные" фрагменты более древнего шарьяжа, образовавшегося, по-видимому, в начале позднего кембрия [49]. Островодужные вулканы и осадки среднего ордовика налегают стратиграфически и на олистостром и на останцы верхнего покрова (рис. 4).

К западу от этой обращенной на восток сложной островной дуги располагался крайевой бассейн с новообразованной корой океанического типа (см. рис. 3), имевшей бо-

Рис. 2. Структурно-геологическая карта (а) и геологический профиль (б) бассейна р. Ичитун-гол на южном склоне хребта Хан-Хухэй (Западная Монголия) [13]

а - автохтонные осадочно-вулканогенные (E_1) и интрузивные (E_{2-3}) образования: 1 - андезит-базальтовые порфириды и туфы, 2 - известняки с остатками археоциат, 3 - меланжированные олистостромы, конгломераты, гравелиты, песчаники, 4 - гранитоиды; нижний покров ($V-E_1$): 5 - спилит-кератофировые лавы и туфы, 6 - массивные известняки с остатками археоциат и прослоями кремнистых пород; верхний покров ($V-E_1$): 7 - меланжированные спилитовые лавы и туфы, 8 - кремнистые породы, 9 - полимиктовый серпентинитовый меланж; неавтохтон (D_1): 10 - базальтные конгломераты, 11 - красноцветные и пестроцветные полимиктовые песчаники и алевролиты, 12 - базальтоиды, 13 - липаритовые порфириды, 14 - юрские конгломераты; разломы: 15 - тектоническое основание нижнего покрова, 16 - тектоническое основание верхней пластины нижнего покрова, 17 - тектоническое основание верхнего покрова, 18 - тектоническое основание верхней пластины верхнего покрова, 19 - крутопадающие разломы (а), надвиги (б); 20 - границы пачек и пластов

б - автохтонные осадочно-вулканогенные (E_1) и интрузивные (E_{2-3}) образования: 1 - андезитовые порфириды и туфы, 2 - туфогенные песчаники, 3 - известняки с остатками археоциат, 4 - меланжированные олистостромы, конгломераты, гравелиты, 5 - гранитоиды; нижний покров ($V-E_1$): 6 - спилитовые и кератофировые лавы и туфы, 7 - археоциатные известняки с прослоями кремнистых пород; верхний покров ($V-E_1$): 8 - меланжированные спилитовые лавы и туфы, 9 - кремнистые породы, 10 - серпентинитовый меланж; неавтохтон (D_1): 11 - конгломераты, 12 - красноцветные песчаники и алевролиты, 13 - базальтоиды; разломы: 14 - кембрийские шарьяжи, 15 - последевонские сбросы и взбросы



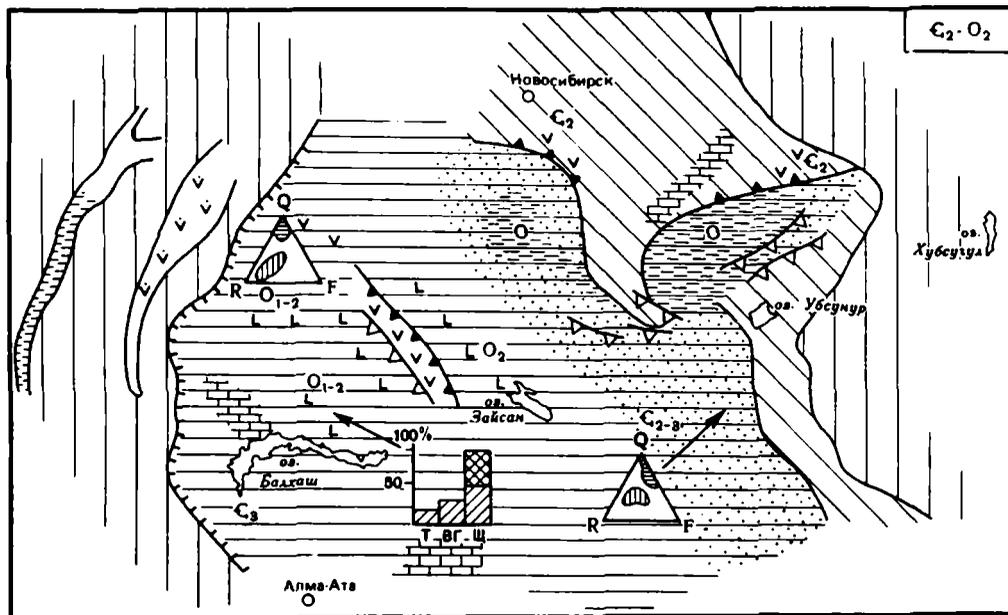


Рис. 3. Палеотектоническая схема для среднекембрийско-среднеордовикской эпохи
Условные обозначения см. на рис. 1

лее древний возраст в Предчингизье ($C_3 - O_1$) и более молодой - в Балхашско-Тектур-массской зоне (O_{1-2}). В последней на серпентинитовом мономиктовом меланже залегает характерная яшмово-спилитовая формация с преобладанием щелочных оливиновых базальтов, сменяющаяся выше туффито-яшмовой [52, 55]. По-видимому, интенсивное тектоническое скупивание в островодужной системе, резко усилившееся с конца кембрия, и последовательное смещение ее на северо-восток компенсировались неоднократным растяжением океанического ложа в тыловых зонах и обновлением их разрезов. В результате окраинный бассейн сильно расширился, а на севере Чингиза, в хребте Муржик, оказалась отчлененная часть бывшего континентального подножия оставшихся много западнее древних сиалических масс.

На западе со второй половины кембрия образуется новый континентальный склон, где накапливаются преимущественно обломочные отложения кремнисто-терригенной и терригенно-фтанито-яшмовой формаций ($C_2 - O_2$). Изменения состава и текстурные особенности показывают, что снос шел с запада, а накопление происходило в условиях каньонно-веерных систем, в проксимальной части которых отлагался преимущественно литический, а в дистальной - кварцевый материал. К востоку, вглубь бассейна, горизонты кварцевых песчаников сменялись кремнеобломочными осадками, возникавшими местами за счет размыта внутрибассейновых поднятий.

Значительно активнее проявились в этот период тектонические процессы в пределах континентального обрамления, хотя прежние рифтогенные прогибы типа Байконурского постепенно мелели и вырождались. Однако по соседству в результате деструкции возник Степнякско-Конский прогиб, выполненный непрерывно дифференцированными вулканитами известково-щелочной и субщелочной серий (базальт-трахибазальт-трахидацитовая, андезитовая формации) и терригенными флишоидными отложениями сиалического состава [34, 50]. Весьма характерны резкие фациальные изменения вкрест простирания прогиба, большие мощности осадков.

В целом тектонические процессы в конце второго этапа развития привели к относительной стабилизации и формированию новой переходной коры (ранние каледониды) на огромной территории сибирско-монгольской части Азиатского палеоокеана.

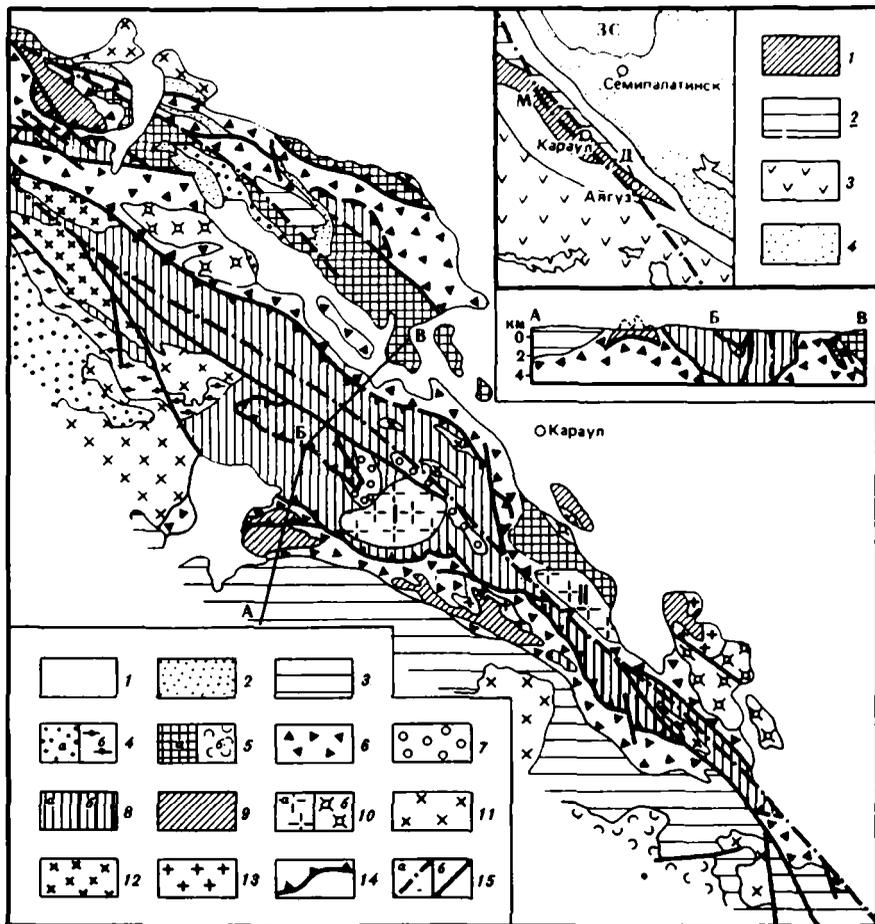


Рис. 4. Геологическая схема и разрез по линии АБВ Центрально-Чингизского покрова [49]

1 – кайнозойские отложения; 2 – известняки, мергели $D_3 fm - C_1 v_1$, глинистые и углистые сланцы $C_1 v_1$; 3 – вулканогенно-нижемолассовый комплекс O_3 ; 4 – терригенные флишотиды и миксти-ты; а – саргалдакская свита $O_2 c_1^2$, б – бестамвская свиты $O_2 l_2 - c_1^1$; 5 – толщи: а – осадочно-вулканогенная андезит-андезито-базальтовая $O_2 l_2 - II$ (абаевская свита), б – кремнисто-туфитогерригенная $O_2 l_2 - II?$; 6 – олистоформовый комплекс $O_2 l_1$; 7 – карбонатно-кремнисто-терригенные отложения $O_1 a_2 - O_2 l_1$ (найманская свита); 8 – осадочно-вулканогенные комплексы преимущественно среднего состава: а – непрерывно дифференцированный (торкудукская серия $E_2^{1-3} - O_1 t$, сарышокинская свита $O_1 a$), б – слабодифференцированный (O_1); 9 – базальт-андезит-дацит-липаритовая и туфитог-известняково-кремнистая толщи E_2 ; 10 – позднепалеозойские интрузии: а – граниты и диориты P_1 (I – Сарышокинский, II – Бирликский массивы), б – гранитоиды C_{2-3} ; каледонские интрузивные комплексы: 11 – диорит-гранодиорит (адамеллит)-гранитный S_2 , 12 – гранодиоритовый O_1 , 13 – плагитогранитоидный E_2 ; 14 – подошва тектонических покровов; 15 – Чингизский сдвиг (а), оперяющие и сопровождающие его разломы (б)

На врезке – зоны Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория: 1 – Центрально-Чингизская, 2 – Чунайская; герцинские складчатые области: 3 – Джунгаро-Балхашская, 4 – Иртыш-Зайсанская; ЗС – Западно-Сибирская низменность; М – хребет Муржук; Д – горы Доненжал

На западе, в Казахстане, в это время происходило еще активное развитие разнообразных палеотектонических зон.

Следующий, позднеордовикско-силурийский, этап характеризуется той же тектонической тенденцией: относительно спокойным развитием восточной части региона и более напряженным – западной при общей направленности к стабилизации (рис. 5). На востоке в конце этапа завершилось заполнение остаточных морских бассейнов терригенно-карбонатными осадками, а межгорных прогибов – Уйменско-Лебедского, Хемчикско-Систигхемского, Чигиртайского – молассами. В это же время продолжа-

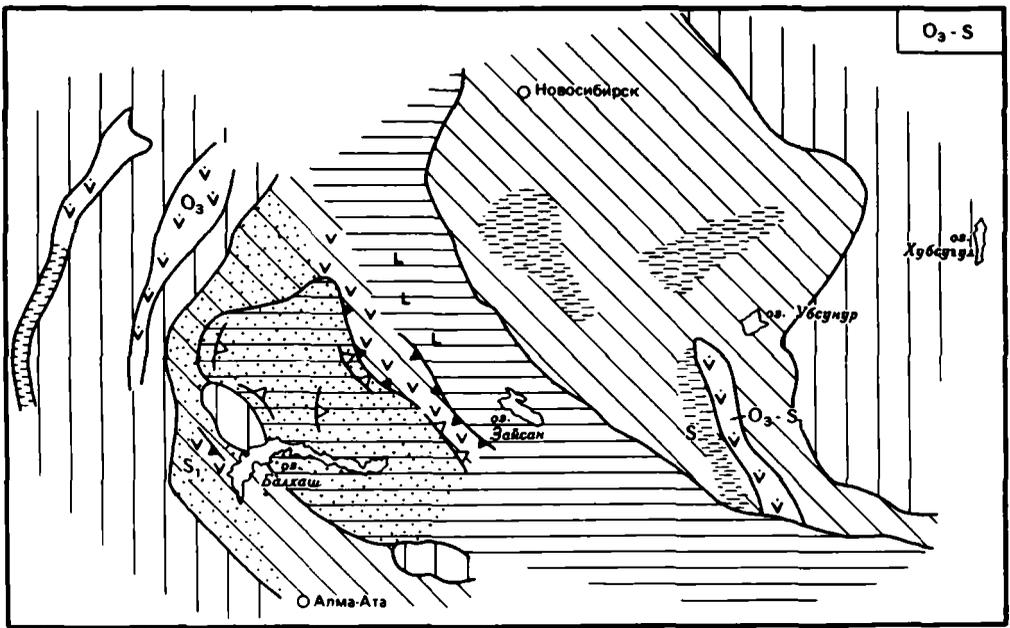


Рис. 5. Палеотектоническая схема для позднеордовикско-силурийской эпохи
Условные обозначения см. на рис. 1

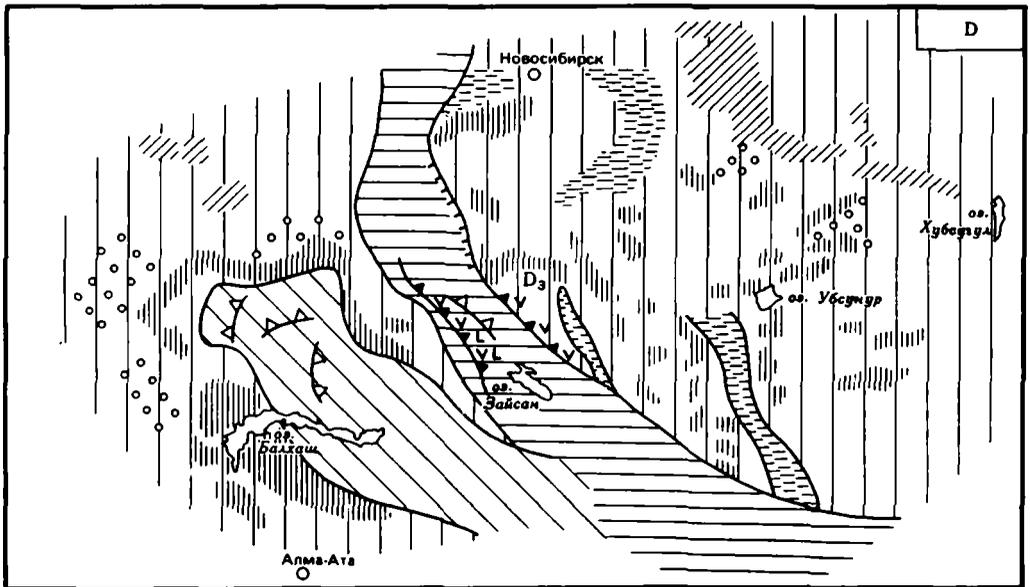


Рис. 6. Палеотектоническая схема для девонской эпохи
Условные обозначения см. на рис. 1

лось тектоническое скупивание в процессе складкообразования на месте крупных прогибов и шарьирования в некоторых периферийных районах [19]. Возможно, оно вызвало позднесилурийско-раннедевонское гранитообразование в наиболее погруженной части Западно-Саянского синклиория [16]. Кроме того, в Западной Монголии возник деструктивный Кобдинский прогиб, отходящий на север от границы с

варисцидами. Он выполнен базальт-андезитовыми вулканитами и терригенными осадками с биогермами известняков [15].

В пределах западного обрамления бывшей океанической области линейные прогибы (Степнякско-Конский и другие) заполнялись дифференцированными вулканитами и молассоидами. Морские карбонатно-терригенные молассы покрывали зону перехода к остаточному Джунгаро-Балхашскому бассейну, постепенно заполнявшемуся флишoidalными граувакковыми толщами большой мощности. В этом бассейне типа краевого моря периодически возникали и размывались внутренние поднятия и подводные кордильеры, возникавшие в значительной мере в результате горизонтальных движений, с которыми было связано появление олистостромовых толщ.

Развитие Чингизской островодужной системы ознаменовалось резкой структурной перестройкой и сменой направления сгущивания с северо-восточного на юго-западное. Это сопровождалось образованием и разрастанием центрального орогенного поднятия, в пределах которого началось накопление нижних моласс и известково-щелочных вулканитов, местами имевших повышенную щелочность, иногда с преобладанием калия [47, 52]. Прямым признаком формирования гранитно-метаморфического слоя этой зрелой островодужной структуры может служить массовое появление в конце силура диорит-гранодиорит-гранитных интрузий. Сгущивание и гранитообразование привело к увеличению площади переходной коры в казахстанской части палеозойд (поздние каледониды).

Последний, девонский, этап развития отличался существенным выравниванием тектонической деятельности. В огромных масштабах проявился орогенный вулканизм, завершивший процесс становления континентальной коры на большей части территории (рис. 6). И в сибирско-монгольском, и в казахстанском сегментах палеозойд наземные вулканиты образуют очень крупные пояса, симметрично расположенные относительно Зайсанской субокеанической области: ближе к ней находятся поля преимущественно щелочно-земельных, а дальше — щелочных разностей эффузивных пород [32]. Джунгаро-Балхашский окраинный бассейн превратился в остаточный внутренний прогиб, который продолжал заполняться остаточными сериями, становившимися все более грубообломочными и сменившимися вверх по разрезу раннеорогенными молассоидами. В Западной Монголии в среднем девоне возник деструктивный линейный прогиб с песчано-алевритовыми толщами большой мощности. На северном окончании прогиба они замещаются молассой.

Зайсанская область представляла собой в девоне еще относительно крупный бассейн с субокеанической корой, который можно, по-видимому, рассматривать в качестве палеоаналога Средиземного моря. В нем существовала вулканическая островная дуга, к востоку от которой, в ее тыловой части, накапливались породы яшмо-спилит-диабазовой формации. В других частях Зайсанского бассейна шло кремнисто-терригенное осадконакопление и образование рифогенных известняков. В разрезах этих отложений часто встречаются продукты разрушения меланократового основания (обломки серпентинита и хромита), свидетельствующие о заметных тектонических движениях внутри бассейна. В это же время вдоль северо-восточного континентального края бассейна, на Юго-Западном Алтае, развивался своеобразный вулканический пояс с контрастным типом вулканизма. В самом конце девона здесь возникла энсиалическая вулканическая гряда с типично островодужной ассоциацией пород андезит-дацитового состава, отделенная от континентального массива тыловым прогибом (см. рис. 6). Во фронтальной части этой поздней дуги получил развитие мощный субдукционный комплекс, в котором различаются реликты палеожелоба [46]. В современной структуре субдукционный комплекс выражен Иртышской зоной смятия. По всей видимости, только в наиболее молодых тектонических зонах могут сохраниться вещественные доказательства подобных образований, характеризующие сложные глубинные процессы.

Завершение развития и исчезновение (закрытие) Зайсанского малого океанического бассейна было вызвано сближением его бортов, сопровождавшимся тектони-

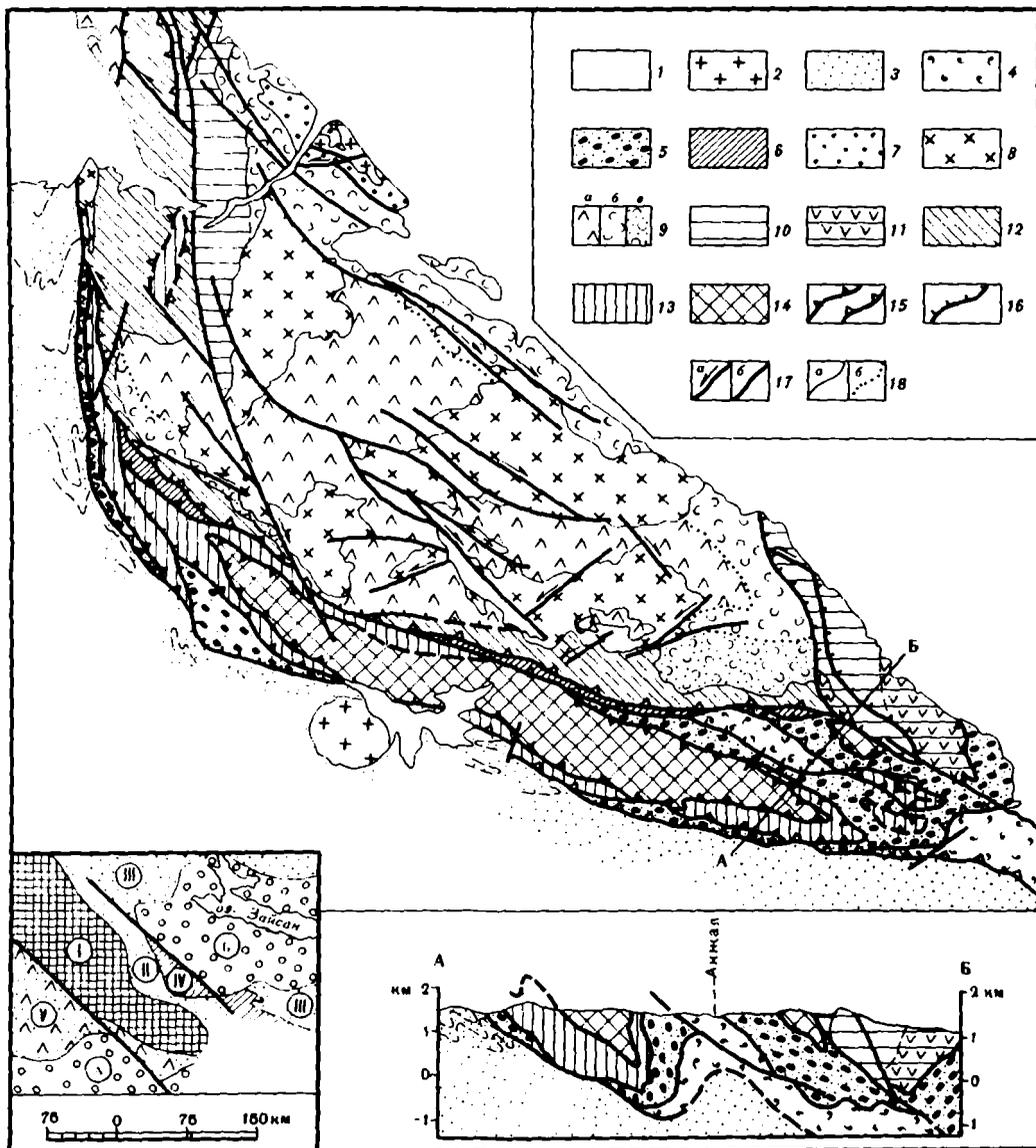


Рис. 7. Геологическая схема и разрез по линии АБ Карбогинского покрова [48]

1 – кайнозойские отложения; 2 – позднеорогенные граниты (PZ₃); 3 – автохтонный комплекс – кремнисто-глинисто-терригенные флишюиды (D₃f, C₁t-v₁); 4 – нижний аллохтонный комплекс – туффиито-карбонатно-терригенная толща (D₂f); 5 – мелководный (D₂f), 6 – глубоководный (D₂?); верхний аллохтонный комплекс: 7 – терригенно-кремнисто-глинистая толща с оползневыми горизонтами (D₂gv-D₂f), 8 – гранитоиды (D₂?), 9 – наземная эффузивно-пирокластическая (а), прибрежная эффузивно-тефroidная (б) и морская тефroidная (в) серии (D₁c-D₁), 10 – кремнисто-туффиито-терригенная толща с известняками (S₂-D₁), 11 – андезит-андезито-базальтовая серия (S₁₋₂), 12 – базальт-андезит-дацит-липаритовая серия S₁-D₁, 13 – базальт-андезито-базальтовая серия (O₃-S₁); 14 – туффиито-ишмовая и ишмо-спилит-диабазовая толщи (O); 15 – границы шарьяжных пластин разной генерации; 16 – чешуйчатые надвиги; 17 – сдвиги (а) и прочие разломы (б); 18 – границы стратиграфические и интрузивные (а), фациальные (б)

На врезке: I – Тарбагатайский антиклинорий (каледониды), II – Сарсазанский синклинорий, III – Жарма-Саурская зона, IV – Карбогинский покров Зайсанской складчатой системы герцинид, V – Джунгаро-Балхашская система герцинид, А – Алаккольская, Б – Зайсанская альпийские впадины

ческим разлинзованием и шарьированием (преимущественно в юго-западном направлении) различных комплексов, образованием меланжа и олистостромов. Мощные горизонтальные движения привели к сложному покровно-чешуйчатому строению многих районов. Примером может служить Карбогинский покров на юго-западной окраине Зайсанской области варисцид (рис. 7), где на нижнекаменноугольный автохтонный комплекс, сложенный кремнисто-терригенными флишоидами, с северо-востока надвинут аллохтонный пакет пластин, состоящих из формационно очень разнообразных толщ в возрастном диапазоне от франа до ордовика включительно. И автохтон, и аллохтон прорваны орогенными позднепалеозойскими гранитами, которые довольно широко распространены как в Казахстане, так и в Центральной Азии. Их появление определяет окончание процесса становления континентальной земной коры палеозоид.

Предложенная концепция объясняет историю развития палеозойских структур на обширной территории Азиатского палеоокеанического бассейна в соответствии с последними фактическими данными. Она позволяет сделать следующие выводы.

1. Разновозрастные складчатые сооружения палеозоид формировались на месте разных по природе частей палеоокеанического бассейна, включавших фрагменты их обрамления. Некоторые структуры с корой океанического типа были новообразованными, о природе других существуют разные представления: одни считают их унаследованными, развивавшимися на месте более древнего океана, другие – возникшими в результате раздвижения континентальных масс и последующего спрединга. Пока трудно отдать предпочтение какой-либо из этих позиций.

2. Формирование материковой коры происходило последовательно от континентального обрамления к середине бассейна в результате разных геологических процессов с ведущей ролью тектонического скупивания. Эти процессы привели к образованию сначала участков гранитно-метаморфических слоев различного возраста (в конце кембрия, в ордовике, силуре), а затем симметрично расположенных областей девонской континентальной коры (в Казахстане и Сибирско-Монгольском регионе), разделенных Зайсанской субокеанической областью. Становлением в пределах последней верхнепалеозойской континентальной коры завершился длительный и сложный процесс формирования палеозоид Центральной Азии и Казахстана.

3. Каждый этап развития приводил к возникновению геодинамических обстановок, сопоставимых с современными, особенно свойственными окраинам океанов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алабин Л.В. Структурно-формационная и металлогеническая зональность Кузнецкого Алатау. Новосибирск: Наука, 1983. 112 с.
2. Антонюк Р.М., Ляпичев Г.Ф., Маркова Н.Г. и др. Структуры и эволюция земной коры Центрального Казахстана // Геотектоника. 1977. № 5. С. 71–83.
3. Белоусов А.Ф. Проблемы анализа эффузивных формаций. Новосибирск: Наука, 1976. 330 с.
4. Берзин Н.А. Меланжево-олистостромовая ассоциация Хемчикско-Систигхемской зоны Тувы // Главные тектонические комплексы Сибири. Новосибирск: Наука, 1979. С. 104–129.
5. Беспалов В.Ф. Офиолиты Казахстана // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1982. № 3. С. 1–10.
6. Булыго Л.В., Нишин Н.К., Конева С.П. О выделении мoberгелловых слоев в Селетинском синклинии (Центральный Казахстан) // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1981. № 5. С. 48–50.
7. Вознесенская Т.А., Дергунов А.Б. Строение и тектоническое положение среднекембрийско-тремадокских отложений Западной Монголии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1982. Т. 57, вып. 4. С. 79–94.
8. Волков В.В. Кембрийские вулканические зоны Тувы // Кембрийский вулканизм и тектоника Тувы. М.: Наука, 1970. С. 59–69.
9. Геологическое строение Манского прогиба и его положение в Саяно-Алтайских "байкалидах". Новосибирск: Наука, 1978. 224 с.
10. Гредошко Е.А., Ротараш И.А., Самыгин С.Г. Олистостромовые комплексы Юго-Западного Алтая // Докл. АН СССР. 1978. Т. 243, № 1. С. 171–174.
11. Двойченко Н.К. Геология рифей и нижнего палеозоя района Еремантау-Ниязских гор: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Алма-Ата, 1977. 26 с.
12. Дергунов А.Б. Структуры зоны сочленения Горного Алтая и Западного Саяна. М.: Наука, 1967. 215 с.

13. *Дергунов А.Б., Лувсанданзан Б.* Палеотектонические зоны и покровные структуры Западной Монголии // Геотектоника. 1984. № 3. С. 40–52.
14. *Дергунов А.Б., Лувсанданзан Б., Коробов М.Н., Хераскова Т.Н.* Новые данные по стратиграфии венда и нижнего кембрия хребта Ханхухэй (Западная Монголия) // Геология и геофизика. 1983. № 3. С. 20–28.
15. *Дергунов А.Б., Лувсанданзан Б., Павленко В.С.* Геология Западной Монголии. М.: Наука, 1980. 196 с.
16. *Дергунов А.Б., Херасков Н.Н.* Конструктивные и деструктивные процессы при формировании земной коры в Алтае-Саянской области и Западной Монголии // Геотектоника. 1982. № 6. С. 97–111.
17. *Дергунов А.Б., Херасков Н.Н.* О тектонической природе выступов древнего фундамента в каледонидах Горного Алтая и Западного Саяна // Геология и геофизика. 1985. № 6. С. 30–38.
18. *Дергунов А.Б., Хераскова Т.Н.* Особенности вулканизма ранней стадии развития каледонид Центральной Азии (Центральный Казахстан и юг Сибири) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1981. Т. 56, вып. 5. С. 35–53.
19. *Добрецов Н.Л.* Модель покровной тектоники Восточного Саяна // Геотектоника. 1985. № 1. С. 39–50.
20. *Добрецов Н.Л., Пономарева Л.Г.* Офиолиты и глаукофановые сланцы Западного Саяна и Куртушибинского пояса. Новосибирск: Наука, 1977. С. 128–156 (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 368).
21. *Дук Г.Г.* Зеленосланцевые пояса повышенных давлений. Л.: Наука, 1982. 184 с.
22. *Зайцев Ю.А.* Эволюция геосинклиналей (овальный концентрически-зональный тип). М.: Недра, 1984. 208 с.
23. *Зайцев Ю.А., Бабичев Е.А., Борисенок В.И.* и др. Структурно-фациальная зональность и палеотектонические обстановки накопления нижнепалеозойских эвгеосинклинальных комплексов Казахстана // Проблемы геологии Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1980. Кн. 1. С. 56–84.
24. *Зоненшайн Л.П.* Модель развития геосинклинального процесса: (На примере Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М.: Наука, 1974. С. 11–35.
25. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И.* Хан-Тайширский офиолитовый комплекс Западной Монголии и проблемы офиолитов // Геотектоника. 1978. № 1. С. 19–29.
26. *Коновалова О.Г., Прусевич Н.А.* Дунит-гарцбургитовые массивы Кузнецкого Алатау и Салаира. Новосибирск: Наука, 1977. 168 с. (Тр. Ин-та геологии и геофизики; Вып. 339).
27. *Краськов Л.Н.* Стратиграфия и трилобиты кембрийских отложений хребта Кендыктас (Южный Казахстан): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Л., 1976. 18 с.
28. *Лалин Б.Н.* Петрохимические особенности нижнекембрийских эффузивов Тувы // Кембрийский вулканизм и тектоника Тувы. М.: Наука, 1970. С. 85–112.
29. *Лепезин Г.Г.* Метаморфические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1978. 232 с.
30. *Ляшенко О.В.* Сравнительная тектоника Куртушибинского и Восточно-Саянского офиолитовых поясов (Алтае-Саянская складчатая область): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: ГИН АН СССР, 1984. 24 с.
31. *Макарычев Г.И., Гесь М.Д., Пазилова В.И.* Офиолитовые аллохтоны в докембрии Центрального Казахстана в свете стадийного развития земной коры // Геотектоника. 1983. № 4. С. 60–74.
32. *Моссаковский А.А.* Орогенные структуры и вулканизм палеозойд Евразии. М.: Наука, 1975. 318 с.
33. *Моссаковский А.А., Дергунов А.Б.* Каледониды Казахстана и Центральной Азии: (Тектоническая структура, история развития и палеотектонические обстановки) // Геотектоника, 1983. № 2. С. 16–33.
34. *Новикова М.З., Борисенок В.И., Буяновская К.* и др. Новые данные по стратиграфии раннегеосинклинальных вулканогенно-кремнистых толщ нижнего палеозоя Ишкеольмесского и Ерементау-Ниязского антиклинориев // Проблемы геологии Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1980. Кн. 1. С. 85–101.
35. *Пейве А.В.* Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника. 1969. № 4. С. 5–23.
36. *Пейве А.В., Штрейс Н.А., Моссаковский А.А.* и др. Палеозойды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса // Сов. геология. 1972. № 12. С. 7–25.
37. *Пейве А.В., Яншин А.Л., Зоненшайн Л.П.* и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой тектонической карты) // Геотектоника. 1976. № 5. С. 6–23.
38. *Перфильев А.С., Херасков Н.Н.* Диабазовые комплексы и проблема расчлененности земной коры // Тектоническая расчлененность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 64–104.
39. Петрография Центрального Казахстана. Т. II. Интрузивные формации основных и ультраосновных пород. М.: Недра, 1971. 360 с.
40. *Пинус Г.В., Агафонов Л.В.* Высокомагнезиальные базальты из раннекаледонских офиолитовых ассоциаций Монголии // Геология и геофизика. 1982. № 8. С. 43–50.

41. Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Леснов Ф.П. Альпинотипные гипербазиты Монголии. М.: Наука, 1984. 200 с. (Тр. Совм. сов.-монг. н.-и. геол. экспедиции; Вып. 36).
42. Пинус Г.В., Колесник Ю.Н. Альпинотипные гипербазиты юга Сибири. М.: Наука, 1966. 212 с.
43. Полянский Н.В., Добрецов Н.Л., Ермолов П.В., Кузубный В.С. Структура и история развития Чарского офиолитового пояса // Геология и геофизика. 1979. № 5. С. 66–78.
44. Прусевич Н.А. К особенностям состава породообразующих минералов офиолитовой ассоциации Кузнецкого Алатау // Эволюция офиолитовых комплексов: Тез. докл. Всесоюз. совещ. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. С. 102–103.
45. Родыгин А.И. Докембрий Горного Алтая (зеленосланцевые толщи). Томск: Изд-во Том. ун-та, 1979. 200 с.
46. Ротараш И.А., Самыгин С.Г., Гредюшко Е.А. и др. Девонская активная континентальная окраина на Юго-Западном Алтае // Геотектоника. 1982. № 1. С. 44–50.
47. Самыгин С.Г. Чингизский сдвиг и его роль в структуре Центрального Казахстана. М.: Наука, 1974. 204 с.
48. Самыгин С.Г. Карбогинский тектонический покров в хребте Тарбагатай (Восточный Казахстан) // Докл. АН СССР. 1982. Т. 262, № 2. С. 426–430.
49. Самыгин С.Г. Каледонские шарьяжи хребта Чингиз (Восточный Казахстан) // Докл. АН СССР. 1984. Т. 275, № 3. С. 709–713.
50. Спиридонов Э.М. Геосинклинальные базитовые комплексы северо-востока Центрального Казахстана и их металлогения // Проблемы геологии Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1980. Кн. 1. С. 102–121.
51. Суворов А.И. К проблеме формирования континентальной земной коры // Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971. С. 52–69.
52. Тектоника Казахстана: Объяснительная записка к Тектонической карте Восточного Казахстана. М-б 1:2 500 000. М.: Наука, 1982. 139 с.
53. Херасков Н.Н. Формации и начальные стадии геосинклинального развития Западного Саяна. М.: Наука, 1979. 120 с.
54. Хераскова Т.Н. Формации начальных этапов развития геосинклиналей: (На примере каледонид Казахстана, Алтае-Саянской области и Западной Монголии): Автореф. дис. ... докт. геол.-минерал. наук. М.: ГИН АН СССР, 1983. 51 с.
55. Хераскова Т.Н., Новикова М.З., Зардиашвили Н.И. Особенности состава раннегеосинклинальных вулканогенных формаций Центрального Казахстана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 6. С. 47–61.

УДК 551.242.31+551.26 (234.85+237.2)

С.Г. Самыгин, А.М. Лейтес

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ УРАЛА И АППАЛАЧЕЙ В ПАЛЕОЗОЕ

Урал и Аппалачи признаны в качестве мировых эталонов складчатых поясов. На их примере разработаны многие общие вопросы строения и развития геосинклинальных складчатых сооружений. С позиций учения о геосинклиналях и представлений о зафиксированном постоянном положении континентов и океанов геосинклинальные системы Урала и Аппалачей относятся к принципиально разным типам ортогеосинклиналей, или настоящих геосинклиналей [43, 76]. Если Аппалачи находятся на юго-восточном краю Северной Америки, занимая "близконтинентальное", по Г. Штилле, положение, то Урал, который располагается внутри материка Евразии и с севера на юг пересекает его значительную часть, представляет образец "средиземного", или "межконтинентального", положения материнской геосинклинали.

Сравнительный тектонический анализ, предпринятый Г. Штилле на уровне сведений 50-летней давности [43, 76], также приводил к выводу о серьезных различиях в строении складчатых поясов Аппалачей и Урала. Аппалачи трактовались как пример американской тектоники, как складчатый пояс с односторонней вергентностью, а Урал — как один из внутриконтинентальных поясов, характеризующихся евразийским стилем тектоники с двухсторонней вергентностью. Вместе с тем уже тогда при сравнении обнаженных складчатых систем Урала и Аппалачей внимание многих геологов привлекало их сходство [41], проявившееся не только в похожей поперечной зональности,

но и в одинаковой односторонней вергентности, которая по материалам того времени считалась направленной на запад в сторону Восточно-Европейской и Северо-Американской платформ

Такое сходство невозможно объяснить с позиций фиксизма и признания, вслед за Г. Штилле, значительных различий в геодинамических обстановках прошлого, якобы существовавших при развитии апалачской и уральской геосинклиналей. Наоборот, однотипность строения обоих складчатых поясов становится понятной при мобилистской трактовке былых геодинамических обстановок, при использовании принципа актуализма и представлений о стадийном перерождении коры океанического типа в континентальную, когда тектонический анализ приводит к выводу о принципиально одинаковой истории развития Аппалачей и Урала [23, 29].

Действительно, многочисленные новые данные убеждают в том, что складчатые пояса Урала и Аппалачей не только однотипно построены, но и развивались почти одинаково, хотя и в несколько разное время: главная складчатость Аппалачского пояса относится к каледонскому этапу (акадская орогения по классификации американских геологов), а уральского – к герцинскому. На последних тектонических картах Аппалачей и Урала, изданных Г. Уильямсом [82] и под редакцией А.В. Пейве [39], показано, что оба пояса образовались на месте палеоокеанических областей и окраин обрамлявших их континентальных масс. И в Аппалачах и на Урале лучше сохранились западные континентальные окраины с докембрийским гранитно-метаморфическим фундаментом, которые традиционно выделяются как мнгогеосинклинальные зоны (рис. 1, см. вкл.). Восточнее находятся зоны с континентальной корой, сформированной преимущественно в палеозое в результате структурно-вещественных преобразований коры океанического типа (эвгеосинклинальные зоны). Эти зоны содержат переработанные фрагменты древних континентальных масс, включая сиалические блоки типа микроконтинентов, и отличаются от западных зон более сложными соотношениями структурно-формационных комплексов [18].

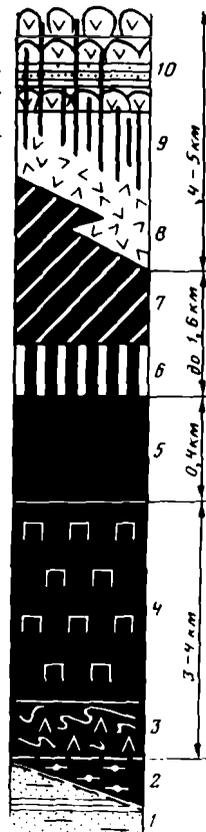
Авторы поставили перед собой задачу рассмотреть на конкретных примерах с привлечением сведений, полученных после издания упомянутых карт, некоторые узловые моменты тектонического развития Урала и Аппалачей и показать новые возможности сравнительного анализа структур и формаций на мобилистской основе, который разрабатывается в Геологическом институте АН СССР [22, 24, 26, 37 и др.].

Прямыми указателями на былое существование структур с корой океанического типа в настоящее время признаны породы офиолитовой ассоциации. Как в Аппалачах, так и на Урале распространены ставшие уже классическими полные разрезы офиолитов. Одним из примеров может служить хорошо обнаженный и детально изученный комплекс Бей-оф-Айлендс (рис. 2) на западе Ньюфаундленда. Его разрез по составу и мощности компонентов хорошо коррелируется с разрезами современной океанической коры. Гипербазиты отождествляются с породами мантии, выведенными в самые низы коры. Вместе с габброидами они отвечают "базальтовому" 3-му слою, а базальтовые лавы с линзами осадочных пород – 2-му слою океанической коры. Возраст последних считается раннеордовикским [66, 81, 85]. Весь комплекс слагает крупный тектонический покров, залегающий на терригенно-флишоидной толще среднего ордовика (планвирн–ландейло), которая содержит офиолитокластовые олистостромы и венчает осадочные разрезы восточной окраины древнего континента Северной Америки [44, 72, 75 и др.]. Аллохтонное положение в современной структуре складчатого пояса занимают и другие массивы офиолитов, крупнейшими из которых являются Уайт-Хиллс, Мингз-Байт, Бетс-Коув, Монт-Альбер и Тетфорд-Майнс, расположенные в Северных Аппалачах. Южнее среди многочисленных более мелких выходов офиолитов, представляющих собой тектонические отторженцы, сохранились, как правило, лишь отдельные фрагменты их разреза.

На Урале породы офиолитовой ассоциации распространены еще шире (см. рис. 1). Они повсеместно образуют тектонические блоки, пластины и чешуи. Наиболее крупные и лучше всего сохранившиеся массивы офиолитов – Сьумкеу, Райиз, Войкаро-

Рис. 2. Разрез офиолитовой ассоциации Бей-оф-Айлендс, Ньюфаундленд [20, 44, 74]

1 – песчаники, глинистые сланцы с обломками офиолитов; 2 – амфиболиты; 3 – тектонизированные лерцолиты и другие гипербазиты, включая обогащенные гранатом; 4 – дуниты, гарцбургиты, ортопироксениты, лерцолиты; 5 – дуниты, вверху полевощапатовые дуниты; 6 – полосчатые габбро, троктолиты, анортозиты, клинопироксениты; 7 – массивные битовнитовые габбро; 8 – диабазы, габбро-диабазы, диориты, кварцевые диориты; 9 – диабазовые дайки и брекчии; 10 – подушечные лавы базальтов, осадочные отложения



Сыньинский, Крака, Хабарнинский, Кемпирсайский – расположены в виде аллохтонов вдоль края Восточно-Европейского континента. Особенно полный разрез, содержащий все члены офиолитовой ассоциации и получивший большую известность, вскрыт на Полярном Урале в пределах Войкаро-Сыньинского массива, протягивающегося более чем на 200 км [30, 38].

Предполагается, что древние океанические области Ялетус, или Протоатлантика, и палео-Урал не существовали изначально, а образовались в результате раскалывания и раздвигания докембрийской континентальной коры. Начало раскрытия, т.е. возникновение океанических областей, многие датируют по возрасту рифтогенных комплексов соответственно самым концом докембрия – примерно 600 млн лет назад [83, 86 и др.] – и рубежом между кембрием и ордовиком [8, 27, 38 и др.]. Между тем вопрос о времени заложения древних океанических бассейнов в обоих регионах нельзя считать решенным. Латеральные ряды структурно-формационных комплексов западных континентальных окраин указывают на еще более раннее существование структур океанического типа и на Урале, и в Аппалачах.

Среди палеозойских отложений этих окраин с запада на восток выделяются разные формационные комплексы, образовавшиеся примерно в одно время в различных тектонических условиях (см. рис. 1): терригенно-карбонатный шельфовый (неритовая зона), известняково-кремнисто-глинисто-сланцевый глубоководных краевых бассейнов и вулканогенно-терригенный континентального склона и подножия. Шельфовый комплекс находится в автохтонном залегании, остальные – в аллохтонном. Мелководные отложения шельфа слагали трансгрессивную утолщающуюся к востоку в несколько раз призму, которая на Урале возникла в ордовике–раннем карбоне (Елецко-Бельская зона), а в Аппалачах – в кембрии–среднем ордовике (Западная платформа). Осадки более восточного, существенно сланцевого, комплекса накапливались в течение более короткого периода в батинальных условиях внутренних некомпенсированных впадин: Пайхойской, Лемвинской, Малопечерской, Сергинской (Бардымской) – на Урале; Хейр-Бей, Хамбер-Арм, долины Св. Лаврентия, Таконской, Хамберг – в Аппалачах. В обоих регионах впадины с востока были ограничены конседиментационным поднятием, в пределах которого по периферии шельфа и в верхней части континентального склона образовались мелководные относительно маломощные толщи осадочных и вулканогенных пород пестрого состава. Магматические проявления были локальными; среди них в разных сочетаниях отмечаются основные, средние, кислые и щелочные породы. Этот тип разрезов плохо сохранился в современной структуре и на рис. 1 отдельно не показан. В качестве самостоятельного комплекса он впервые выделен на севере Урала (Центрально-Уральская зона [31]). Отдельные выходы комплекса имеются и в других районах, например среди тектонических покровов восточной части Уфимского амфитеатра на Среднем Урале и в Эбетинской антиформе на Южном Урале; в Аппалачах это небольшие тектонические чешуи-останцы Грандуа и Скиннер-Коув в районах Хейр-Бей и Хамбер-Арм на Ньюфаундленде, тол-

щи Оук-Хилл и частично Колдуэлл в провинции Квебек, их аналоги в антиклинории Грин-Маунтинс штата Вермонт и в тектоническом окне Грендфазер-Маунтин хребта Блю-Ридж на юге пояса.

В основании перечисленных комплексов часто присутствуют так называемые грабеновые фаши (самые верхи кембрия — нижний ордовик на Урале, верхи докембрия — нижний кембрий в Аппалачах). Они представлены наземными и прибрежными морскими терригенными отложениями изменчивой мощности с плохо сортированным местным грубообломочным материалом. К ним относятся также основные, реже бимодальные вулканисты, дайки и силлы основных пород, петрохимически близкие к магматическим образованиям континентальных рифтов [38, 86].

Комплексы континентального склона и подножия характеризуются большой мощностью, ведущей ролью сиалического обломочного материала (кварц, полевые шпаты), присутствием углеродистых глинистых и кремнистых сланцев и других глубоководных отложений, толеитовых базальтов, диабазов, мелких тел габбро и серпентинитов. Породы обычно неоднократно и неравномерно метаморфизованы и сложно дислоцированы. Соотношения между осадочными и магматическими членами комплексов, как правило, тектонические; отдельные конкретные разрезы представляют собой осадочный меланж. В восточном направлении количество терригенного материала убывает и возрастает объем вулканистов, а также включений габбро и гипербазитов.

К образованиям континентального склона и подножия относятся сидайский (О), восточно-няровейский (R₃-O?) и неркаюский (PС?) комплексы на Полярном Урале, толща ордовика и тесно связанные с нею более древние отложения восточного крыла Центрально-Уральского антиклинория на Северном и Среднем Урале, суванякский и максютовский комплексы на Южном Урале, включающие заведомо докембрийские, в том числе рифейские, толщи. В Аппалачах их структурно-формационными аналогами являются, например, комплексы Флёр-де-Ли на Ньюфаундленде и Хейзнс-Ноч в Новой Англии на северо-востоке антиклинория Грин-Маунтинс, формации Линчберг и Эш в восточной части антиклинория Блю-Ридж. Их возраст определяется как позднедокембрийский — раннеордовикский [47, 60, 64 и др.]. В низах разрезов местами залегают рифтогенные толщи. На севере хребта Блю-Ридж кислые члены бимодальной вулканической серии Катоктин по цирконам датированы 820 млн лет [70]. Основные дайки, прорывающие гренвильский (примерно 1 млрд лет) фундамент в Ньюфаундленде, имеют возраст 805 млн лет [69].

Приведенные данные указывают на гораздо более раннее, чем на рубеже между докембрием и кембрием, начало раскрытия Япетуса — около 800 млн лет назад [70, 71]. Аналогичный вывод о допалеозойском времени зарождения палеоокеанической области справедлив и для Урала, где континентальный склон был еще древнее. Накопившиеся на нем отложения к западу сменялись венд-рифейскими разрезами шельфового типа (Башкирский, или Западно-Уральский, мегантиклинорий Южного Урала). Последние подстилают шельфовый комплекс палеозоя и также сложены терригенно-карбонатными толщами, мощность которых заметно возрастает к востоку [14]. Позднедокембрийский шельфовый комплекс перекрывает дорифейский (древнее 1,7 млрд лет) кристаллический фундамент и состоит по крайней мере из четырех трансгрессивных серий, разделенных крупными несогласиями. В основании нижнего и среднего рифея и среди разрезов венда локально развиты типичные рифтогенные интрузивные, вулканогенные и обломочные породы [6, 15, 21, 33]. Обломочные грабеновые фаши присутствуют также и среди базальных горизонтов верхнего рифея.

Таким образом, на востоке Восточно-Европейского палеоконтинента на протяжении почти всего позднего докембрия по всем признакам существовала рифтогенная пассивная континентальная окраина с хорошо выраженным шельфом и материковым склоном. В ее северной части магматические и тектонические процессы, имевшие энсиалический характер [7], в конце докембрия и, возможно, в начале кембрия были гораздо более интенсивными, чем на юге. По-видимому, континентальная окраина атлантического типа сменялась к северу окраиной невадийского, или западно-северо-

американского, типа. Как известно, на западе Северной Америки разнообразные проявления кайнозойского магматизма приурочены к широкому рифтовому поясу, в пределах которого активные сейчас глыбовые структуры простираются косо по отношению к линии континентального склона.

Палеозойская окраина Восточно-Европейского материка развивалась в целом унаследованно по отношению к докембрийской. Так, толщи ордовика в составе комплекса континентального склона и подножия там, где они известны (Северный и Полярный Урал), практически неотделимы от более древних. На Южном и Среднем Урале восточная граница распространения палеозойского шельфового комплекса совпадает с восточной границей докембрийского шельфа (см. рис. 6). В северном секторе, где в самом конце докембрия и, по-видимому, в начале кембрия были широко развиты рифтогенные вулканогенно-осадочные комплексы северо-западного (неуральского) простирания, соотношения более сложные. Однако и здесь структурный план "доуралид" отчетливо сказывается в расположении позднекембрийско-раннеордовикских грабенообразных прогибов в основании шельфового чехла "уралид" [31]. Наконец, на всем Урале стратиграфический перерыв в зоне шельфа перед палеозойским циклом осадконакопления едва ли был продолжительнее, чем перерывы между докембрийскими циклами, когда успевали формироваться коры выветривания [42], занимавшие большие площади. Нет принципиальных различий и между угловым несогласием в основании палеозоя и на границе, скажем, нижнего и среднего рифея. Эти несогласия, как убедительно показал С.Н. Иванов [7], были вызваны процессами рифтогенеза.

Изложенное показывает, что если признано существование структур с корой океанического типа в палеозое, то имеются не менее серьезные основания для признания их существования и в позднем докембрии, поскольку геодинамическая обстановка в соседней с запада области в течение рифея—раннего палеозоя оставалась одной и той же. Край Восточно-Европейского континента подвергался в это время неоднократному растяжению, что сопровождалось появлением грабеновых фаший с повторными вспышками магматизма и обуславливало, вероятно, цикличность седиментации.

Было выдвинуто предположение [88], что позднедокембрийская океаническая область замкнулась, а затем в начале ордовика произошло новое раскрытие палеоокеана по старому "рубцу". Однако на Урале нигде не известны признаки доордовикского закрытия древних океанических бассейнов, которое, подобно многочисленным примерам в разных районах мира, должно было бы сопровождаться возникновением краевых офиолитовых аллохтонов и орогенных формаций. Уральские офиолитовые аллохтоны повсеместно имеют гораздо более поздний возраст, а выделявшиеся раньше венд-нижнекембрийские (?) молассы, содержащие характерные пачки тиллоидов (спарагмитовая формация), представляют собой на самом деле рифтогенные образования. Даже сторонники признания орогенного этапа в развитии "доуралид" [38 и др.] отмечают его странное своеобразие, выразившееся в отсутствии проявлений сильного тектонического сжатия и, в частности, предвендской, или главной байкальской, складчатости. Кроме того, нет бесспорных данных и о зарождении Уральского палеоокеана на рубеже между кембрием и ордовиком. Хорошо обоснованные рифтогенные комплексы этого возраста известны только на западной континентальной окраине. Их выделение на востоке [39] оказалось преждевременным [27].

В Аппалачах западная материковая окраина оформилась только после гренвильской орогении, т.е. значительно позже, чем на Урале. Трансгрессивный осадочный клин появился в ее пределах лишь спустя 200 млн лет после первых признаков раскалывания гранито-гнейсового субстрата. Послегренвильский край древнего континента Северной Америки долгое время был областью высокого стояния. Наоборот, противоположная окраина формировавшейся океанической структуры — зона Авалон, или Восточная платформа, где также известны фрагменты гренвильского фундамента [84 и др.] — в это время испытывала погружение. Здесь позднедокембрийские породы, возникшие как в мелководной, так и в относительно глубоководной обстановке (турбидиты, кремнистые сланцы, аргиллиты с горизонтами тиллитов и линзами строма-

толитовых известняков, местами базальтоиды), согласно надстраиваются песчаниками, глинистыми сланцами и другими морскими отложениями кембрия—нижнего ордовика, которые содержат органические остатки совершенно иной, нежели на западе, фаунистической провинции [83 и др.]. Среди базальных толщ распространены наземные вулканиты преимущественно кислого состава и грубообломочные породы рифтогенной природы [55, 78]. Примечательно, что в зоне Авалон отсутствуют подобные образования более молодого возраста, которые были бы синхронны рифтогенному комплексу рубежа докембрий—кембрий западной континентальной окраины. Несомненно, что к началу кембрия оба края Япетуса находились не в начальной стадии расхождения, а уже отстояли один от другого на значительном расстоянии, что хорошо подтверждается палеонтологическими данными.

Как было отмечено выше, поздние рифтогенные комплексы (РЄ—Є₁ в Аппалачах и Є₃—О₁ на Урале) обнаружены лишь в пределах западного обрамления Япетуса и палео-Урала. Их появление было связано, по всей очевидности, не с раскрытием океанических областей, что случилось намного раньше, а с сильным растяжением континентальных окраин, значительно усложнившим их строение. В обоих регионах по периферии шельфа или вдоль границы между шельфом и склоном в результате утонения гранитно-метаморфического слоя и значительных опусканий возникли краевые глубоководные бассейны (см. рис. 4). Многие считают, что заполнявшие их конденсированные сланцевые толщи палеозоя составляют комплекс континентального склона и подножия [28, 38, 72, 75, 86 и др.]. На ошибочность такой трактовки уже обращали внимание [31]. Приуроченность подобных образований к частным, более внутренним, структурам растяжения по краю древних материков особенно очевидна на Южном Урале. Там процесс деструкции прошел дальше, что привело к расколу этого района Восточно-Европейской плиты, раздвигу ее обособившихся частей, вскрытию меланократового основания и возникновению Сакмарского окраинного бассейна с обширными участками коры океанического типа, отделенного от палеоокеана Эбетинским сиалическим блоком [32, 73]. В этом новообразованном бассейне, существовавшем с ордовика по средний девон, помимо батинальных известняково-кремнисто-глинистых отложений сформировался полный ряд пород офиолитовой ассоциации (силур). Современными аналогами таких структур являются, по-видимому, Тасманов и Коралловое краевые моря.

Возвращаясь к собственно палеоокеаническим областям Аппалачей и Урала, следует сказать, что среди фаунистически датированных верхних членов офиолитовой ассоциации в первом регионе неизвестны породы, древнее ордовикских, а во втором — древнее силурийских. Время кристаллизации базитов и кварцевых диоритов нижней части офиолитового разреза Бей-оф-Айлендс определено Sm-Nd методом в 505 млн лет [57]. Близкие даты получены и другими методами по аналогичным породам меланократового фундамента в разных местах Ньюфаундленда: 504 ± 10 млн лет по цирконам (Бей-оф-Айлендс [62]), 495 ± 5 по ⁴⁰Ar/³⁹Ar (залив Нотр-Дам [79]) и 463 ± 6 по цирконам (район Бетс-Коув [61]), что соответствует самым верхам кембрия, границе между кембрием и ордовиком и низам среднего ордовика. На Урале по базитам Войкаро-Сыншинского и Кемпирсайского массивов получена Sm-Nd датировка 397 ± 20 млн лет [53], отвечающая границе силур—девон.

Приведенные факты указывают на несомненное противоречие: офиолиты Япетуса и палео-Урала как будто намного моложе толщ, накопившихся по их западным обрамлениям и имеющих все признаки постепенного перехода к формациям, возникшим на океанической коре. Пока известны лишь единичные доводы, которые могли бы способствовать снятию этого противоречия. В мурункеуском комплексе Полярного Урала сохранились фрагменты очень древней, очевидно докембрийской, ассоциации альпийского типа офиолитов, испытавших весьма сложные и продолжительные преобразования, которые в палеозое были шарьированы на толщи континентального склона и подножия. Исследования становления офиолитовых ассоциаций убеждают в том, что ранние этапы эволюции мантийного вещества с образованием гипербазитов про-

исходили задолго до выплавов габбро в относительно малоглубинных условиях. Приведенные выше изотопные датировки по базитам могут указывать, следовательно, лишь на верхний рубеж времени становления ассоциаций. Последний довод опирается на результаты исследования Sm-Nd и Rb-Sr систем пород массива Бей-оф-Айлендс и Rb-Sr системы пород Войкаро-Сыннинского массива. Модельные расчеты указывают на время дифференциации мантийного вещества и обособления гипербазитов соответственно 1,8–1,9 и более 1,5 млрд лет назад [3]. Rb-Sr определение времени метаморфизма габбро Войкаро-Сыннинского массива в 1,5 млрд лет признается, однако, его авторами недостаточно надежным.

Упомянутое несоответствие между временем формирования верхних членов офиолитовой ассоциации палеоокеанических областей и возрастом окраинно-континентальных комплексов приводит к двум взаимосвязанным выводам. Во-первых, время образования верхних частей офиолитовых разрезов не определяет возможный возраст палеоокеанов, который, как правило, значительно древнее. Время появления океанических бассейнов гораздо надежнее датировать возрастом окраинных по отношению к ним разрезов шельфа, континентального склона и подножия. Во-вторых, можно считать, что в ходе развития океанических бассейнов в разных зонах в разное время происходило спонтанное омоложение их коры (спрединг). В складчатых поясах обычно сохраняются фрагменты лишь наиболее молодых офиолитовых комплексов. О судьбе древних офиолитов можно только догадываться. Вероятнее всего, их исчезновение было связано с процессами в зонах субдукции, на былое существование которых косвенно указывает широкое распространение островодужных комплексов среди разрезов палеоокеанических областей.

Палеоостроводужные структуры сложены в основном различно дифференцированными вулканитами известково-щелочной серии и продуктами их размыва. С вулканитами часто ассоциируют тоналит-плагиогранитные интрузии. Наиболее детально изучены уральские островодужные комплексы, которые отличаются от апалачских большим разнообразием и более сложным строением. Для Урала реконструировано положение многих вулканических центров (рис. 3). По размерам и характеру развития они очень близки современным вулканическим постройкам островных дуг.

Древние аналоги современных островных дуг появились в Аппалачах во второй половине или в конце кембрия (например, на Ньюфаундленде группа Пеквит-Харбор O_3-O_1 , формация Слип-Коув и прорывающие ее натровые граниты Твиллинггейт с U-Pb возрастом по цирконам 510 ± 17 млн лет [66]), а в пределах палео-Урала — в самом конце ордовика (тагильский комплекс O_3-D_1). Позже возникли наиболее выразительные и протяженные островодужные системы. В Аппалачах такая система прослеживается от залива Нотр-Дам на северо-востоке Ньюфаундленда (группа Робертс-Арм O_1-O_2 и ее аналоги [46, 67]) через Нью-Брансуик и Квебек (формации Эскот и Видэн O_{1-2} [77]) до Вермонта и, вероятно, Коннектикута [86]. На Урале это магнитогорская островодужная ассоциация (S_2-D_3) и ее аналоги на Среднем Урале и крайнем севере в Войкарской зоне, где по тоналитам получена Rb-Sr изохрона 400 ± 10 млн лет [3].

И на Урале и в Аппалачах палеоостроводужные системы фронтально были обращены не на восток, в сторону океанических акваторий, как это можно было бы ожидать по аналогии с большинством современных примеров, а на запад, в сторону Восточно-Европейского и Северо-Американского континентов [31, 32, 49, 54, 56, 66, 73, 80, 83, 86]. С течением времени произошло взаимное латеральное сближение внутриокеанических вулканических дуг с западными континентами вплоть до их столкновения (рис. 4). В результате замкнулись, были раздавлены, смяты и меланжированы многие частные бассейны с океаническим типом коры, на месте которых возникли сутурные зоны (см. рис. 3, Б); сильно сократилась и общая ширина Япетуса и палео-Урала. Одновременно перед фронтом островных дуг местами еще до окончательного прекращения вулканической активности на разнородном основании стали накапливаться характерные трансгрессивные серии грауваккового флиша с олистостромовы-

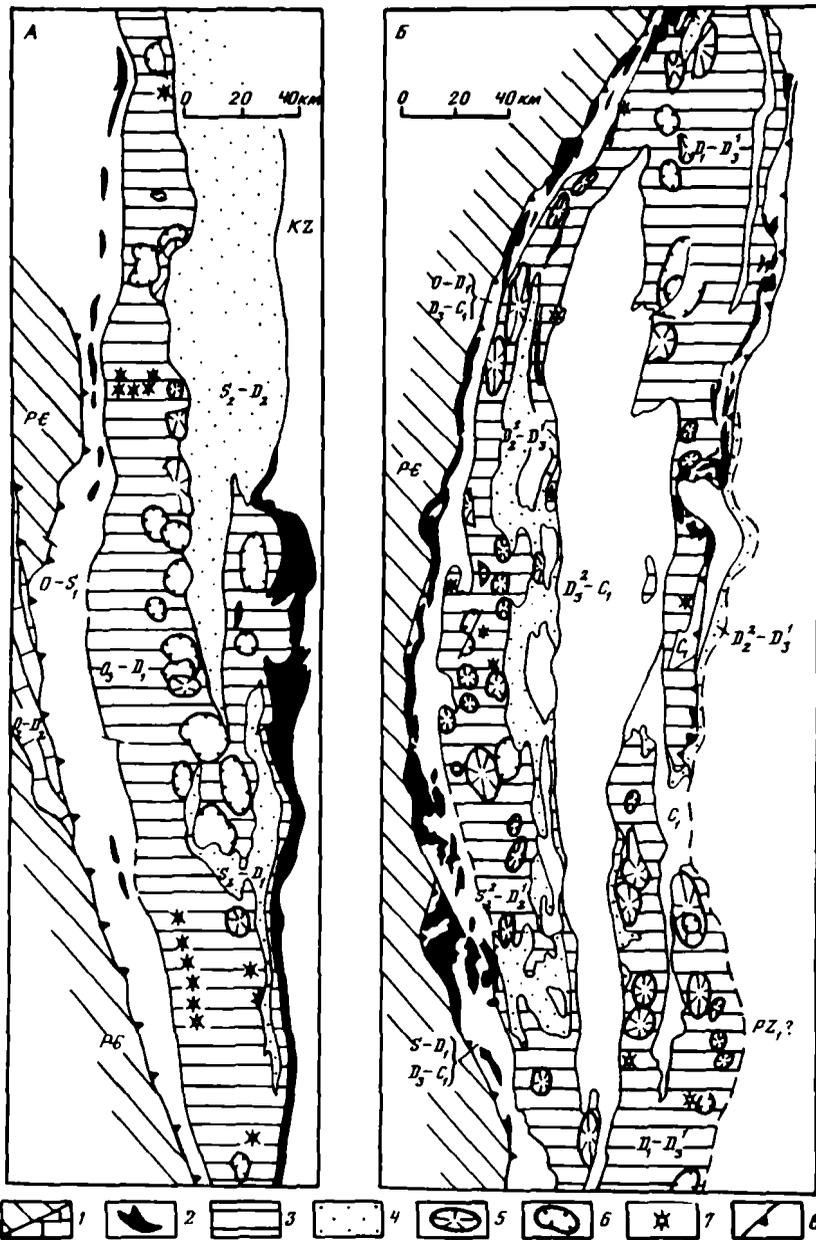


Рис. 3. Палеоостроводужные комплексы в современной структуре Северного и Среднего Урала (А), Южного Урала (Б) (по [11, 36] с дополнениями)

1 – комплексы миогеосинклиналиной зоны; 2 – серпентиниты по гипербазитам меланократового фундамента эвгеосинклиналиной зоны; палеоостроводужные комплексы: 3 – преимущественно вулканические островных гряд и подводных поднятий; 4 – преимущественно осадочные межостровных и приостровных депрессий; вулканические центры: 5 – стратовулканы, 6 – кальдеры и кольцевые вулcano-тектонические структуры, 7 – относительно небольшие постройки; 8 – наиболее крупные надвиги

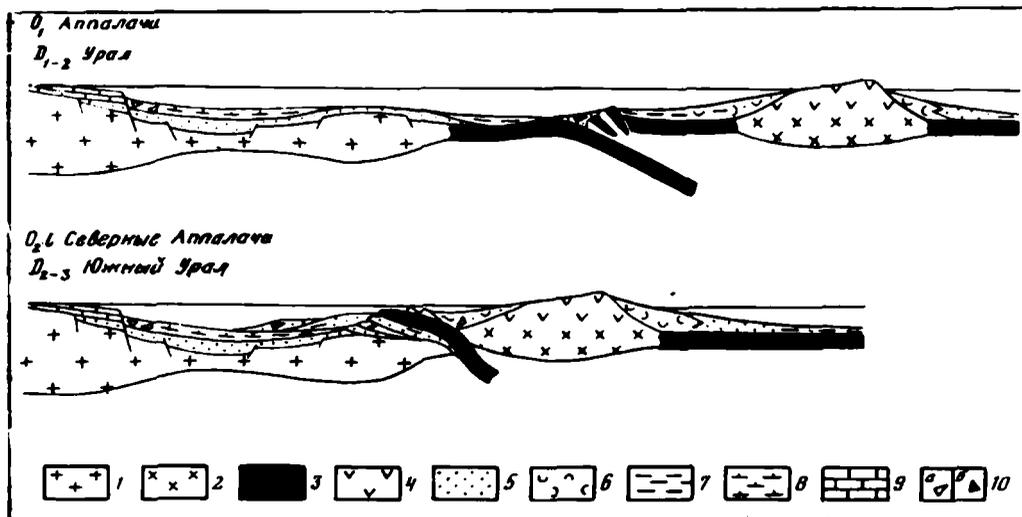


Рис. 4. Реконструкция положения вулканических островных дуг относительно западных континентальных окраин Япетуса и палео-Урала

1 — гранитно-метаморфический слой континентов; 2 — метаморфическое основание островных дуг; 3 — меланократовый фундамент коры океанического типа (офиолиты); 4 — дифференцированные известково-щелочные вулканические серии; преобладающие типы отложений: 5 — терригенный, 6 — тэфригенный, 7 — глинистый и глинисто-кремнистый, 8 — карбонатно-кремнисто-глинистый, 9 — карбонатный, 10 — олистостромовый (а), в том числе с офиолитокластовым материалом (б)

ми пачками (средний—поздний ордовик в Аппалачах, поздний девон—ранний карбон на Урале). Возраст их повсеместно омолаживается с востока на запад. Поступление обломочного материала в целом шло в этом же направлении; заметная роль принадлежала продуктам разрушения офиолитов.

Образование грауваккового флиша сопровождало шарьирование на запад уже существовавших пластин океанической коры, перекрытой толщами преддуговых бассейнов, а также соседствовавших с ними отложений континентального подножия и склона. Накопление граувакк продолжалось и позже, когда были расщелены и перемещены далее на запад комплексы периферического поднятия и, наконец, глубоководных краевых впадин. Возникшие крупные аллохтонные массы нарастили материковые окраины, где на бывшем шельфе в ряде новых прогибов, таких, как Зилаирский, Норманскилл, Мартинсберг, накопились особенно мощные толщи граувакк и глинистых сланцев, вмещающие чешуи и глыбы чужеродных пород. Эти толщи рассматриваются в качестве индикаторов регионального покровообразования [8, 38, 45, 75, 87].

В Аппалачах дальше всего перемещены аллохтоны Хейр-Бей, Хамбер-Арм, Святого Лаврентия, Шикшок, Таконский, "клипп" Хамберг; на Урале — Сакмарский, Кракинский, шарьяжи Уфимского амфитеатра, Лемвинский и находящиеся восточнее офиолитовые массивы полярноуральского района. Все они представляют собой многоярусные пакеты тектонических пластин, сложенных различными структурно-формационными комплексами (рис. 5, 6). Пакеты пластин наращивались в ходе довольно длительного прогрессирующего надвигания с востока на запад [8, 25, 29, 75, 86]. При этом породы меланократового фундамента краевых структур Япетуса и палео-Урала выводились с глубинных уровней на все более высокие горизонты, а в подошве тектонических пластин последовательно образовывались сначала высоко-, а затем низкотемпературные бластомилониты. На севере Аппалачей $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст динамотермального метаморфического ореола в основании офиолитовых аллох-

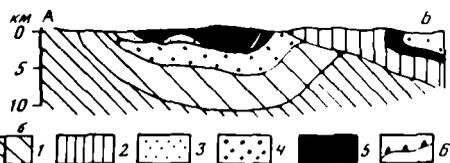
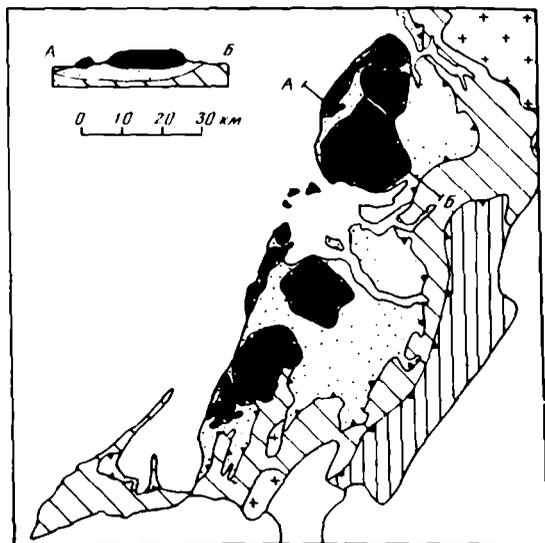


Рис. 5. Геологическая схема аллохтона Хамбер-Арм, Северные Аппалачи (по [81])

1 – гренвилльский фундамент Северо-Американского палеоконтинента; 2 – терригенно-карбонатные отложения ($E-O_1$) шельфа; 3 – вулканогенно-терригенные отложения ($PC?-O_1$) континентального склона и подножия; 4 – глинистые сланцы с известняковыми брекчиями ($E-O_1$) и грауваквовый флиш ($O_2, I-II$) окраинно-континентального бассейна; 5 – офиолитовые комплексы ($E_3?-O_1$); 6 – надвиги

Рис. 6. Геологическая схема Кракинского аллохтона, Южный Урал (по [10])

1 – терригенно-карбонатные отложения шельфа Восточно-Европейского палеоконтинента ($a - R_2-V, б - O_2-D_3, f$); 2 – вулканогенно-терригенные отложения ($R_3-PZ_1?$) континентального склона и подножия; 3 – глинисто-кремнистые сланцы и кварцевые песчаники (O_1-S) окраинно-континентального бассейна; 4 – грауваквовый флиш ($D_3, fm-C_1, t$); 5 – офиолитовые комплексы (S и древнее); 6 – надвиги

тонов варьирует от 491 ± 3 (Тетфорд-Майн [48]) и 480 ± 5 (Уайт-Хиллс [51]) до 460 ± 5 млн лет (Бей-оф-Айлендс [81]), что соответствует интервалу тремадок–лланвирн.

Таким образом, формирование верхних частей офиолитовых разрезов и последовавшее вскоре скучивание океанической коры с выведением офиолитовых аллохтонов (обдукция) хорошо коррелируются по времени с развитием островодужных комплексов. Такая корреляция позволяет считать, что офиолиты принадлежали не открытым океаническим пространствам, а возникли в основании коры преддуговых бассейнов. Как в Аппалачах, так и на Урале эволюция вулканических дуг завершилась вместе с остановкой аллохтонов [31, 66, 83]. Нагромождение шарьяжных пластин привело к появлению фронтальных невулканических поднятий (см. рис. 4). Подобные структурные соотношения, возникшие в результате коллизии островных дуг с континентальными плитами, известны сейчас, например, на востоке Папуа–Новой Гвинеи и по периферии моря Банда.

Островодужные системы Япетуса и палео-Урала располагались, по-видимому, непараллельно краям древних материков, и их столкновение, вызвавшее интенсивное покровообразование, происходило в обоих случаях не сразу. Об этом свидетельствует

изменение по простиранию возраста комплекса-показателя шарьирования: на севере Ньюфаундленда, в районе Хейр-Бей, граувакки и глинистые сланцы с олистостромами датируются лланвирном; южнее, в районе Хамбер-Арм — лланвирном и лландейло; в провинции Квебек — лландейло и карадоком; в штатах Нью-Йорк и Пенсильвания — карадоком [51, 75, 77, 87 и др.]. На Южном Урале аналогичные граувакковые толщи флишоидов формировались в течение фамена—раннего турне (зилаирская серия), тогда как на Полярном Урале они появились лишь в конце визе [38].

Столкновение островных дуг с Северо-Американским и Восточно-Европейским палеоконтинентами привело не только к наращиванию площади последних, но и к утолщению коры материковых окраин за счет пакетов тектонических пластин. Комплексы континентальных склонов и подножий были при этом очень сильно смяты, рассланцованы, будинированы, дробно расчешуены, вплоть до образования меланжа, и испытали метаморфизм высоких, умеренно высоких и средних давлений. На Урале вдоль западного фланга сутуры между пассивной континентальной окраиной и энсиматической островодужной системой, которую обычно выделяют в качестве зоны Главного Уральского разлома, почти непрерывно протягивается пояс глаукофановых сланцев, ассоциирующих с породами других метаморфических фаций (от филлитовой субфации фации зеленых сланцев до эпидот-амфиболитовой) и заключающих местами тела эклогитов. Время проявления дислокационного метаморфизма определяется, согласно некоторым К-Аг датировкам, на Южном Урале интервалом 390—363 млн лет [2], на Северном Урале — 353—346 млн лет [40] и на Полярном Урале — 360—340 млн лет [13], т.е. менялось с юга на север от среднего девона до начала раннего карбона.

В Аппалачах также выделяется региональный пояс интенсивно дислоцированных и метаморфизованных толщ, который занимает аналогичное структурное положение, располагаясь западнее линеамента Бей-Верт—Бромптон и его продолжения на юг. В этом поясе, где степень метаморфизма пород в целом несколько выше, чем на Урале (до глубоких ступеней амфиболитовой фации), тоже известны выходы пород с минеральными ассоциациями высоких давлений. На севере Новой Англии $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и К-Аг возраст метаморфизма, в том числе глаукофансланцевого, равен 471—439 млн лет [60], что соответствует интервалу лланвирн—лландейло.

Деформации и метаморфизм происходили в западных зонах Урала и Аппалачей неоднократно, в том числе и раньше указанного промежутка времени. На них мы специально не останавливались. Можно полагать, что часть этих более ранних событий была связана с заложением и расширением окраинно-континентальных впадин в результате явлений растяжения. Восточнее, недалеко от древней границы континент—океан, растяжение компенсировалось мощным сжатием и соответствующими преобразованиями горных пород [32]. Отмеченный выше этап метаморфизма, включая метаморфизм значительных давлений, и интенсивных деформаций с хорошо выраженной западной вергентностью проявился вдоль той же границы позже. Как на Урале, так и в Аппалачах он отвечал, по всей вероятности, началу обдукции офиолитов. Во всяком случае уже среди нижних горизонтов грауваккового флиша встречаются мелкие обломки, иногда небольшие тектонические отторженцы-олистолиды, которые возникли за счет разрушения дислоцированных и метаморфизованных толщ [1, 9, 54, 81], накопившихся по краям западных материков.

После столкновения островных дуг с западными палеоконтинентами и прекращения их магматической активности (поздний ордовик в Северных Аппалачах, ранний турне на Южном Урале) в обеих областях, переходных к палеоокеанам, произошла резкая перестройка структурного плана (рис. 7). Сильно разрослись островодужные поднятия, и в их пределах значительно увеличилась площадь суши. Полярность островодужных систем изменилась с западной на восточную. Одновременно возобновилась магматическая деятельность. Распределение осадочных и вулканогенных серий (силур—нижний девон в Аппалачах, нижний карбон, начиная с верхнего турне, на Урале) в основном не было связано с предшествовавшей структурно-формационной зональ-

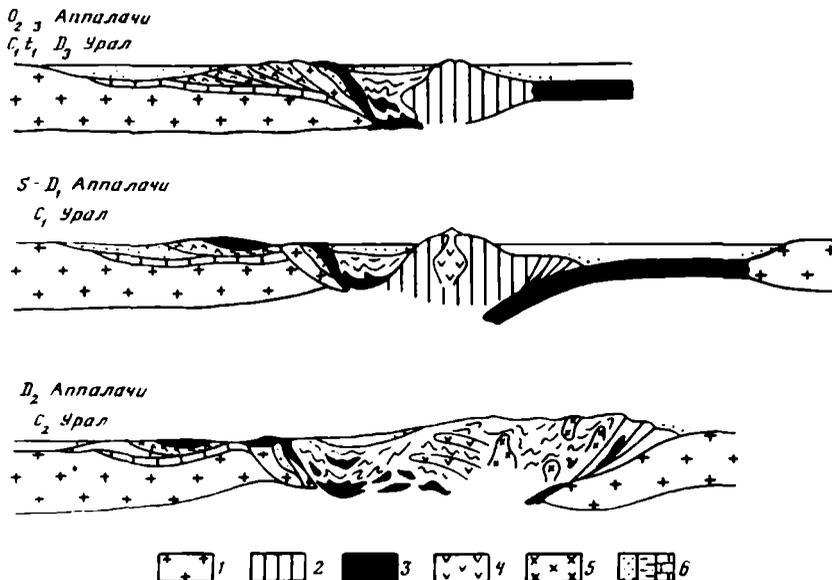


Рис. 7. Схематизированная модель этапов закрытия Япетуса и палео-Урала

1 – континентальные плиты; 2 – островодужные блоки, частично с фрагментами древней континентальной коры; 3 – кора океанического типа (офиолиты); 4 – контрастные известково-щелочные и субщелочные вулканические серии и связанные с ними интрузии; 5 – граниты; 6 – различные осадочные толщи

ностью [38, 83]. Они накапливались в прибрежно-морских и частично наземных условиях на коре, уже обладавшей хорошо выраженным метаморфическим слоем, который, однако, еще не подвергся массовой гранитизации. Возникли формации, близкие к нижним молассам: сланцево-песчаниковая (на Урале угленосная), терригенно-карбонатная, известняково-сланцевая (слоистых известняков), карбонатно- и терригенно-вулканогенная. Источники питания обломочного материала были в основном местные. Вулканизм отличался контрастностью с субщелочной калиевой специализацией кислых членов; местами накапливались продукты дифференцированной андезитовой серии со щелочным уклоном. Среди комагматичных интрузивных формаций распространены габбро-гранитная, меньше плагиогранит-гранодиоритовая.

В течение рассматриваемого этапа перерождения коры палеоокеанических областей происходили и процессы тектонического сжатия, по-прежнему приуроченные к их западным окраинам. Сжатие, однако, не было столь ярко выраженным, как в предыдущий этап в ходе таконовской "орогении" в Аппалачах и во время "флишевой" стадии на Урале. Осадочно-вулканогенные серии островодужных систем, нарастивших края палеоконтинентов, надвигались преимущественно с запада на восток (см. рис. 7). В северной части Аппалачей об этом свидетельствуют прямые структурные соотношения с намечаемой вергентностью на восток, а также появление меланжей и силурийских хаотических ассоциаций пород олистостромового типа [52, 63, 65 и др.]. На юге Урала также устанавливается надвигание островодужных комплексов на восток, происходившее, наиболее вероятно, в раннем карбоне [27, 34, 35].

Разрастанию островодужных поднятий и превращению их в зрелые островодужные системы по периферии сократившихся океанических областей способствовало приращение к ним древних сиалических блоков, находившихся восточнее (зона Гандер, Восточно-Уральская, или Урало-Тобольская, зона). Эти блоки, сложенные гнейсово-мигматитовыми комплексами, кварцитами, мраморами и другими метаосадочными породами, обособились при раскрытии Япетуса и палео-Урала и представляли собой фрагменты докембрийской континентальной коры, имевшие свои допалеозой-

ские и нижнепалеозойские осадочные чехлы [39, 82]. Вблизи подножий и в основании склонов таких фрагментов (см. рис. 1) на Ньюфаундленде, например, накапливались мощные толщи кварцево-полевошатовых песчаников (до раннего ордовика включительно), глинистые осадки и мелкозернистые граувакки с оползевыми горизонтами (средний–поздний ордовик). На Южном Урале подобный комплекс сложен нижнеордовикскими аркозовыми и полимиктовыми песчаниками, алевролитами (арениг), среднеордовикскими–нижнедевонскими [5] черными глинистыми и кремнистыми сланцами. Осадочные комплексы были интенсивно дислоцированы и вместе с фрагментами докембрийской континентальной коры вошли в состав фундамента зрелых островных дуг, нарастив его с востока. Общая оболочка на этом разнородном фундаменте формировалась в Аппалачах на протяжении силура и раннего девона, на Урале – в первой половине карбона.

Заключительный этап геологической истории рассматриваемых древних океанических областей охватывает в Аппалачах средний–поздний девон, на Урале – средний–поздний карбон. Он ознаменовался окончательным закрытием и исчезновением Япетуса и палео-Урала в результате коллизии обрамлявших их континентальных масс (см. рис. 7). Сближение и столкновение континентальных литосферных плит привело к мощному тектоническому сучиванию, складчатости, интенсивному метаморфизму, массовому гранитообразованию и возникновению на месте бывших океанических областей горных сооружений с корой континентального типа. Появились типичные орогенные формации: различные молассы, адамеллит-гранитная, нормальных гранитов; начали расти гранито-гнейсовые купола.

Нараставшее тангенциальное сжатие, вызванное коллизией континентальных масс, в первую очередь привело к новому расчлениванию, шарьированию (преимущественно на восток) и тектоническому перемешиванию структурно-вещественных комплексов, уже находившихся в достаточно сложных соотношениях. Эти движения наиболее сильно проявились в восточных зонах обоих подвижных поясов, где возникли мощные пакеты аллохтонных пластин, как правило, дополнительно смятые в ходе дальнейших деформаций. В тектонических пакетах обычно совмещены прежде удаленные одна от другой по латерали толщи, накопившиеся на коре океанического типа и содержащие отторженцы меланократового основания, фрагменты докембрийской континентальной коры или их палеозойской оболочки. Очень часто верхние пластины сложены гипербазитами, например, в обрамлении гранито-гнейсовых массивов Чейн-Лейкс и Мурзинско-Адуйского. На Урале в указанном районе это подтверждено данными бурения [16].

Западнее, в зонах сочленения с Восточно-Европейским и Северо-Американским палеоконтинентами, тектоническое сучивание в это время проявилось несравненно слабее. Шарьяжные перемещения были направлены здесь на запад и имели относительно небольшую амплитуду. С ними, по-видимому, связаны выкручивание до вертикального залегания и запрокидывание на восток ранее образовавшихся пластин офиолитов, отмечаемые вдоль Главного Уральского разлома на Южном Урале (Нуралинский и Миндякский массивы [4]) и аналогичного ему линеймента Бей-Верт–Бромптон в Северных Аппалачах (массив Тетфорд-Майнс [77]), где местами происходило и ретрошарьирование (массив Мингз-Байт [59]). На Урале с надвижением на запад были связаны дополнительные проявления дислокационного метаморфизма и новое образование минералов группы глаукофана [13].

Столкновение континентальных плит – Северо-Американской и Авалонской, Восточно-Европейской и Казахстанской, – пододвинувшихся под некогда разделявшие их палеоокеанические области, вызвало сучивание и утолщение древнего гранитно-метаморфического субстрата. Это сопровождалось ремобилизацией и анатексисом пород докембрийских кристаллических комплексов, интенсивным гранитообразованием и метаморфизмом, охватившими также вышележащие автохтонные и аллохтонные вулканогенные и осадочные комплексы палеозоя. Время массового гранитообразования и сопутствовавшего метаморфизма высоких температур и относительно

низких давлений, завершивших становление палеозойской континентальной коры, в складчатом поясе Аппалачей приходится в основном на конец девона [58, 60, 68], а на Урале – на рубеж между карбоном и пермью [12, 38]. Эти процессы наиболее широко проявились в восточных (эвгеосинклинальных) зонах Урала и Аппалачей и почти не затронули миогеосинклинальные с находившимися там аллохтонами.

Гранитообразование и метаморфизм спаяли воедино в виде тектонически однотипных линейных покровно-складчатых поясов противоположные континентальные окраины Япетуса и палео-Урала. Гранитно-метаморфические "оси", столь ярко выраженные в обоих поясах, определяют место столкновения древних сиалических масс, фрагменты которых в современной структуре располагаются практически на одной линии. Они обнажаются в ядрах многих гранито-гнейсовых куполов, где представлены породами, испытавшими сложные многостадийные метаморфические и метасоматические преобразования, в том числе гранитизацию. В Аппалачах и на Урале большинство таких выступов сложено фрагментами восточного обрамления и меньших по размерам сиалических блоков, располагавшихся, по-видимому, недалеко от него (зона Гандер, Мугоджары). Балтиморский и Сысертско-Ильменогорский купола могут служить примерами выходов кристаллических пород фундамента западных континентов среди эвгеосинклинальных толщ.

Итак, мы рассмотрели основные вехи палеозойской и частично более ранней истории Урала и Аппалачей. Становление коры этих регионов происходило по одному плану в ходе последовательных, закономерно сменявших одна другую стадий структурно-вещественного преобразования коры океанического типа в кору континентальную. В обоих складчатых поясах ведущим механизмом формирования палеозойского гранитно-метаморфического слоя было тектоническое скупивание, начавшееся с появления энсиматических островодужных систем и последовавшего затем сокращения ширины палеоокеанов. Сближение и коллизия более древних континентальных масс привели к полному исчезновению Япетуса и палео-Урала. Комплексы палеоокеанических областей, равно как и латерально смежные толщи, накопившиеся по периферии палеоконтинентов, были неоднократно шарьированы в пределы материковых окраин, причем на Урале и в Аппалачах обдукция на восток произошла в целом позже, чем на запад. Принципиальные профили через Северные Аппалачи и Южный Урал демонстрируют дивергентную структуру складчатых сооружений и их исключительно сложное покровное строение (рис. 8).

Выше при характеристике структуры и истории развития Урала и Аппалачей мы стремились обратить внимание на сходство между ними и показать причины такого сходства. Между тем известны и определенные различия [18]. О некоторых из них, в частности о разном времени раскрытия и закрытия палео-Урала и Япетуса, уже упоминалось. Другие связаны с последующей эволюцией континентальной коры и окончательным оформлением структуры складчатых поясов. Континентальная кора, сформировавшаяся в Аппалачах к концу девона (акадская эпоха), а на Урале к концу карбона (гершинская эпоха), длительное время "дозревала" – вплоть до начала мезозоя. На Урале продолжался рост горного сооружения, сопровождавшийся внедрением пермских лейкократовых и аляскитовых гранитов и щелочных магматических пород, в том числе миаскитов [17]. Западнее, в миогеосинклинальной зоне, в качестве компенсационной структуры образовался Предуральский краевой прогиб (на севере на 2–3 геологических века позже, чем на юге), заполнявшийся разнообразными молассами и другими осадочными толщами; ось прогиба постепенно мигрировала. Вслед за прогибом на запад двигалась волна поднятий и складчатых деформаций. Одновременно местами происходило гравитационное оползание возникших ранее аллохтонных масс [31].

В Аппалачах поздние деформации, магматизм и частично метаморфизм проявились во второй половине карбона и в перми (аллеганская эпоха). Ими, однако, была охвачена главным образом южная часть региона. Орогенический пояс Южных Аппалачей был сорван со своего основания и в виде гигантского пакета пластин повторно метамор-

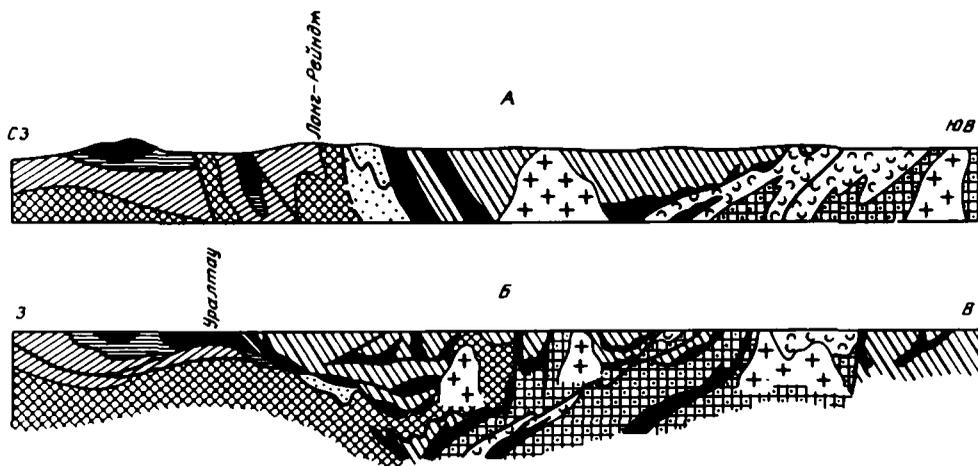


Рис. 8. Принципиальные профили через Северные Аппалачи: (А) и Южный Урал (Б) (по [38, 82] с небольшими изменениями)

Условные обозначения см. на рис. 1

физованных пород мощностью 6–15 км надвинут далеко на запад, перекрыв на 260 км вкост простирания гренвилльский фундамент Северо-Американского континента, в значительной мере сорвав и смяв его оболочку [50, 80, 84]. В Северных Аппалачах, не затронутых аллеганскими деформациями, сохранился в основном сутурный тип сочленения между мио- и эвгеосинклинальными зонами; формационные комплексы последних остались на западе слабо метаморфизованными (зона Дэннидж). Подобные соотношения отмечаются и на протяжении всего Урала вдоль западного фланга Магнитогорской и Тагильской зон. Здесь, однако, в отличие от Северных Аппалачей, где нет краевого прогиба, при разрастании горно-складчатой системы произошли позд-неорогенные надвиговые смещения, и на породы ранее возникшего глаукофансланцевого пояса и его окружения локально (преимущественно в полярном секторе) в самом конце перми наложился еще один этап динамометаморфизма с образованием глаукофана [13].

Таким образом, сравнительный тектонический анализ выполненный на мобилистской основе, позволяет выявить многие существенные детали последовательности становления и эволюции земной коры в палеозойских линейных подвижных поясах. Пример Урала и Аппалачей показывает очевидные закономерности длительного и сложного процесса формирования континентальной земной коры этих протяженных складчатых сооружений, происходившего не одновременно вдоль их простирания и связанного с мощными явлениями тектонического сжатия, глубокими структурно-вещественными преобразованиями геологических комплексов и исчезновением былых океанических пространств. При оформлении предмезозойской структуры обоих регионов увеличились мощность и, по-видимому, площадь древних материковых масс за счет возникновения в результате их раздвига (и последовавшего спрединга) коры океанического типа и ее трансформации затем в новую континентальную кору.

В развернувшейся в последнее время дискуссии среди тектонистов остро ставится вопрос о совместимости основных положений учения о геосинклиналиях с современными идеями мобилизма, в частности о совместимости геосинклинальной терминологии с научным языком мобилистских концепций. Изложенные данные о строении и истории развития палеозойских складчатых поясов Урала и Аппалачей показывают, что классификация ортогеосинклиналей, как и некоторые другие классификации, разработанные на основе учения о геосинклиналиях, не отвечают современному уровню знаний и лишней раз убеждают в необходимости выбора в пользу мобилистских понятий и терминов.

1. *Аржавитина М.Ю.* Особенности минерального состава терригенных пород зилаирской свиты Магнитогорского мегасинклинория // Минералого-геохимические особенности колчеданных месторождений, вулканогенных и осадочных образований Южного Урала. Уфа: Башк. ФАН СССР, 1978. С. 48–55.
2. *Бутин В.В., Алексеев А.А., Гревцова А.П.* К вопросу о времени проявления метаморфизма высоких давлений на Урале // Геология метаморфических комплексов Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1976. С. 61–65. (Тр. Свердлов. горн. ин-та; Вып. 127).
3. Геохимия изотопов в офиолитах Полярного Урала. М.: Наука, 1983. 183 с.
4. *Денисова Е.А.* Внутренняя структура Миндякского ультраосновного массива (Южный Урал) // Докл. АН СССР. 1984. Т. 274, № 2. С. 382–387.
5. *Иванов К.С., Пуцаев А.М., Пучков В.Н.* Новые данные по стратиграфии и тектонике восточного края Магнитогорской зоны Урала // Новые данные по палеонтологии и биостратиграфии Урала: (Информационные материалы). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. С. 51–64.
6. *Иванов С.Н.* О байкалидах Урала // Докл. АН СССР. 1977. Т. 237, № 5. С. 1144–1147.
7. *Иванов С.Н.* О доордовикской истории Урала и предгеосинклинальном развитии земной коры вообще // Доордовикская история Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 3–27.
8. *Иванов С.Н., Смирнов Г.А., Ефимов А.А.* и др. Новые аспекты тектоники Урала // Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М.: Наука, 1974. С. 56–67.
9. *Ильинская М.Н.* О составе песчаников зилаирской серии на Южном Урале // Литология и полез. ископаемые. 1980. № 6. С. 32–44.
10. *Камалетдинов М.А.* Покровная структура Урала. М.: Наука, 1974. 229 с.
11. *Каретин Ю.С.* Строение и металлогеническое районирование Тагильского синклинория по данным палеовулканологических реконструкций // Тектоника и металлогения Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 24–34.
12. *Кейльман Г.А.* Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974. 200 с.
13. *Кейльман Г.А., Бутин В.В.* Геологические условия образования глаукофановых сланцев и эклогитов Урала // Геология метаморфических комплексов Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР 1975. С. 5–14. (Тр. Свердлов. горн. ин-та; Вып. 116).
14. *Комар Вл.А.* О строении и строматолитах типовых разрезов верхнего рифея (Южный Урал) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 8. С. 50–60.
15. *Кориневский В.Г.* Древние грабенные формации Урала // Вулканизм, метаморфизм и железистые кварциты обрамления тарташского комплекса. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С. 44–55.
16. *Кузовков Г.Н., Федоров Ю.А., Старцев Н.Н.* и др. Основные особенности строения Останинского ультрабазитового массива // Ежегодник ИГиГ УНЦ АН СССР, 1982. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1983. С. 72–75.
17. *Левитан Г.М., Еришова Н.А., Рапопорт М.С.* и др. Гранитоидные формации восточного склона Среднего и Южного Урала // Сов. геология. 1979. № 12. С. 42–56.
18. *Лейтес А.М., Самыгин С.Г.* Новые принципы тектонического районирования на примере Урала и Аппалачей // Геотектоника. 1984. № 4. С. 37–45.
19. *Ленных В.И.* Эволюция докембрийских базит-гипербазитовых комплексов западного склона и главного офиолитового пояса Урала // Эволюция офиолитовых комплексов. Вып. II. Вулканизм, метаморфизм [Препр.]. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. С. 49–71.
20. *Малпас Д., Стевенс Р.К.* Происхождение и структурное положение офиолитового комплекса на примере Западного Ньюфаундленда // Геотектоника. 1977. № 6. С. 83–102.
21. *Парначев В.П.* Позднедокембрийские вулканогенно-осадочные комплексы Башкирского антиклинория // Доордовикская история Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 40–60.
22. *Пейве А.В.* Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника. 1969. № 4. С. 5–23.
23. *Пейве А.В.* Тектоника и развитие Урала и Аппалачей -- сравнение // Геотектоника. 1973. № 3. С. 3–13.
24. *Пейве А.В., Штрейс Н.А., Моссаковский А.А.* и др. Палеозойды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса // Сов. геология. 1972. № 12. С. 7–25.
25. *Пейве А.В., Штрейс Н.А., Перфильев А.С.* и др. Структурное положение гипербазитов на западном склоне Южного Урала // Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971. С. 9–24.
26. *Пейве А.В., Яншин А.Л., Зоненшайн Л.П.* и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии // Геотектоника. 1976. № 5. С. 6–23.
27. *Перфильев А.С.* Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М.: Наука, 1979. 188 с.
28. *Пучков В.Н.* Рифтогенные окраины континентов и их реликты в палеозойдах Лавразии // Сер. препр. "Научные доклады". Сыктывкар: Коми филиал АН СССР, 1974. Вып. 9. 47 с. 20–41.
29. *Руженцев С.В.* Краевые офиолитовые аллохтоны: (Тектоническая природа и структурное положение). М.: Наука, 1976. 167 с.
30. *Савельева А.А., Савельева Г.Н.* Офиолиты Войкаро-Сынынского массива (Полярный Урал) // Геотектоника. 1977. № 6. С. 46–60.

31. *Савельев А.А., Самыгин С.Г.* Офиолитовые аллохтоны Полярного и Приполярного Урала // Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 9–30.
32. *Самыгин С.Г.* Дифференцированное смещение оболочек литосферы и эволюция формационных комплексов (Урал) //Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 29–63.
33. *Самыгин С.Г.* Позднедокембрийская и раннепалеозойская история развития границы континент–океан на Урале //Докембрийско-раннепалеозойская история развития Урала: Тез. докл. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 5–7.
34. *Селиверстов Г.Ф.* Зилаирский флиш индикатор палеотектонической обстановки Южного Урала на границе девона–карбона //Докл. АН СССР. 1983. Т. 273, № 4. С. 945–949.
35. *Селиверстов Г.Ф., Денисов В.Г.* Аргаяшский тектонический покров на восточном склоне Урала //Докл. АН СССР. 1982. Т. 264, № 3. С. 674–679.
36. *Сервакин И.Б., Цветкова А.А.* Стрoение Магнитогорского мегасинклиниория в свете палеовулканологических реконструкций и геофизических данных //Вулканизм и рудообразование Урала. Уфа: Башк. ФАН СССР, 1982. С. 19–32.
37. Тектоника Северной Евразии: Объяснительная записка к Тектонической карте Северной Евразии. М-б 1:5 000 000 /А.В. Пейве, Л.П. Зоненшайн, А.Л. Книппер и др. М.: Наука, 1980. 222 с.
38. Тектоника Урала: Объяснительная записка к Тектонической карте Урала. М-б 1 : 1000 000 /А.В. Пейве, С.Н. Иванов, В.М. Нечухин и др. М.: Наука, 1977. 120 с.
39. Тектоническая карта Урала. М-б 1 : 1 000 000. М.: НПО "Аэрогеология": Мингео СССР, 1976.
40. *Шалагинов В.В.* Глаукофансодержащие сланцы восточного склона Северного Урала //Геология метаморфических комплексов Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1975. С. 15–22. (Тр. Свердлов. горн. ин-та; Вып. 116).
41. *Шатский Н.С.* О сравнительной тектонике Северной Америки и Восточной Европы //Изв. АН СССР. Сер. геол. 1945. № 4. С. 10–26.
42. *Швецов П.Н.* Базальные горизонты верхних серий рифея Южного Урала как отражение предшествующих эпох корообразования //Докл. АН СССР. 1979. Т. 249, № 1. С. 168–171.
43. *Штилле Г.* Введение в строение Америки //ИЗбр. тр. М.: Мир, 1964. С. 202–273.
44. A Cross section through the Appalachian Orogen in Newfoundland: Guidebook. Field excursion A 62 C 62. 24: Intern. Geol. Congr. Montreal, 1972. 84 p.
45. *Bird J.M., Dewey J.F.* Lithosphere plate: continental margin tectonics and the evolution of the Appalachian orogen //Geol. Soc. Amer. Bull. 1970. Vol. 81, N 4. P. 1031–1060.
46. *Bostock H.H., Currie K.L., Wanless R.K.* The age and origin of the Roberts Arm Group, north-central Newfoundland //Canad. J. Earth Sci. 1979. Vol. 16, N 3, pt 1. P. 599–606.
47. *Burns J.T., de Wit M.J.* Timing and development of the orthotectonic zone in the Appalachian orogen of north-west Newfoundland //Ibid. 1975. Vol. 12, N 10. P. 1712–1722.
48. *Clague D., Rubin J., Brackett R.* The age and origin of the garnet amphibolite underlying the Thetford Mines ophiolite, Quebec //Ibid. 1981. Vol. 18, N 3. P. 469–486.
49. *Colman-Sadd S.P.* Two stage continental collision and plate driving forces //Tectonophysics. 1982. Vol. 90, N 3/4. P. 263–282.
50. *Cook F.A., Brown L.D., Oliver J.E.* The Southern Appalachians and the growth of Continents //Sci. Amer. 1980. Vol. 234, N 4. P. 124–138.
51. *Dallmeyer R.D.* Diachronous ophiolite obduction in western Newfoundland: evidence from ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages of the Hare Bay metamorphic aureole //Amer. J. Sci. 1977. Vol. 277, N 1. P. 61–72.
52. *Dean P.L., Strong D.F.* Folded thrust faults in Notre Dame Bay, central Newfoundland //Ibid. N 2. P. 37–108.
53. *Edwards R.L., Wasserburg G.J.* The age and emplacement of obducted Oceanic Crust in the Urals from Sm-Nd and Rb-Sr systematics //Earth and Planet. Sci. Lett. 1985. Vol. 72, N 4. P. 389–404.
54. *Hiscott R.N.* Provenance of Ordovician deep-water sandstones, Tourelle Formation, Quebec, and implications for initiation of the Taconic orogeny //Canad. J. Earth Sci. 1978. Vol. 15, N 10. P. 1579–1597.
55. *Hiscott R.N.* Stratigraphy and sedimentology of the Late Proterozoic Rocks Harbour Group, Flat Islands, Placentia Bay, Newfoundland Avalon Zone //Ibid. 1981. Vol. 18, N 3. P. 495–508.
56. *Jacobi R.D.* Peripheral bulge – a causal mechanism for the Lower /Middle Ordovician unconformity along western margin of the northern Appalachians //Earth and Planet. Sci. Lett. 1981. Vol. 56. P. 245–251.
57. *Jacobsen S.B., Wasserburg G.J.* Nd and Sr isotopic study of the Bay of Islands Ophiolite Complex and the evolution of the source of midocean ridge basalts //J. Geophys. Res. B. 1979. Vol. 84, N 13. P. 7429–7445.
58. *Keppie J.D., St. Julien P., Hubert C.* et al. Times of deformation in the Canadian Appalachians //Regional Trends in the Geology of the Appalachian Caledonian Hercynian Mauritanide Orogen /Ed. P. E. Schenk. Dordrecht. 1983. P. 307–313.
59. *Kidd W.S.F., Dewey J.F., Bird J.M.* The Mings Bight Ophiolite complex, Newfoundland, Appalachian oceanic crust and mantle //Canad. J. Earth Sci. 1978. Vol. 15, N 5. P. 781–804.
60. *Laird J., Lauphere M.A., Albee A.L.* Distribution of Ordovician and Devonian metamorphism in mafic and pelitic schists from northern Vermont //Amer. J. Sci. 1984. Vol. 284, N 4/5. P. 376–413.

61. *Mattinson J.M.* Early Paleozoic ophiolite complex of Newfoundland: Isotopic ages of zircons // *Geology*. 1975. Vol. 3. P. 181–183.
62. *Mattinson J.M.* Ages of zircons from the Bay of Islands ophiolite complex, western Newfoundland // *Ibid.* 1976. Vol. 4. P. 393–394.
63. *McKerrow W.S., Cocks L.R.M.* A lower Paleozoic trench-fill sequence, New World Island, Newfoundland // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1978. Vol. 89, N 8. P. 1121–1132.
64. *Misra K.C., McSween H.J., jun.* Mafic rocks of the southern Appalachians: a review // *Amer. J. Sci.* 1984. Vol. 284, N 4/5. P. 294–318.
65. *Nelson K.D.* Melange development in the Boones Point Complex, north-central Newfoundland // *Canad. J. Earth Sci.* 1981. Vol. 18, N 3. P. 433–442.
66. *Nelson K.D., Casey J.F.* Ophiolitic detritus in the Upper Ordovician flysch of Notre Dame Bay and its bearing on the tectonic evolution of western Newfoundland // *Geology*. 1979. Vol. 7, N 1. P. 27–31.
67. *Nowlan G.S., Thurlow J.G.* Middle Ordovician conodonts from the Buchans Group, central Newfoundland, and their significance for regional stratigraphy of the Central Volcanic Belt // *Canad. J. Earth Sci.* 1984. Vol. 21, N 3. P. 284–296.
68. *Osberg P.H.* Timing of Orogenic Events in the U.S. Appalachians // *Regional Trends in the Geology of the Appalachian – Caledonian Hercynian Mauritanide Orogen* / Ed. P. E. Schenk. Dordrecht: 1983. P. 315–337.
69. *Pringle I.R., Miller J.A., Warrell D.M.* Radiometric age determinations from the Long Range Mountains, Newfoundland // *Canad. J. Earth Sci.* 1971. Vol. 8. P. 1325–1330.
70. *Rankin D.W.* The continental margin of eastern North America in the southern Appalachians: the opening and closing of the Proto-Atlantic Ocean // *Amer. J. Sci. A.* 1975. Vol. 275. P. 298–336.
71. *Rast N., Skehan J.W.* The evolution of the Avalonian plate // *Tectonophysics*. 1983. Vol. 100, N 1/3. P. 257–286.
72. *Rodgers J.* The Tectonics of the Appalachians. N. Y.: Wiley, 1970. 271 p.
73. *Ruzhencov S.V., Samygin S.G.* Tectonic evolution of the South Uralian ophiolites // *Ophiolites of the Canadian Appalachians and Soviet Urals*. St. Johns: Mem. Univ. Newfoundland, 1979. Rep. N 8. P. 115–125.
74. *Smith C.H.* Bay of Islands Igneous Complex, Western Newfoundland. 1958. 132 p. (Geol. Surv. Canad.: Mem. 290).
75. *Stevens R.K.* Cambro-Ordovician flysch sedimentation and tectonics in Western Newfoundland and their possible bearing on a Proto-Atlantic Ocean // *Flysch Sedimentology in North America*. 1970. P. 165–177. (Geol. Assoc. Canad. Spec. Pap.; N 7).
76. *Stille H.* Einführung in den Bau Amerikas. B.: Bornträger, 1940. 717 S.
77. *St. Julien P., Hubert C.* Evolution of the Taconian Orogen in the Quebec Appalachians // *Amer. J. Sci. A.* 1975. Vol. 275. P. 337–362.
78. *Strong D.F.* Proterozoic tectonics of north-western Gondwanaland: New evidence from eastern Newfoundland // *Tectonophysics*. 1979. Vol. 54, N 1/2. P. 81–101.
79. *Stukas V., Reynolds P.H.* $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Ar dating of the Brighton Gabbro Complex, Lush's Bight terrain, Newfoundland // *Canad. J. Earth Sci.* 1974. Vol. 11. P. 1485–1488.
80. *Taylor S.R., Toksöz M.N.* Crust and upper-mantle velocity structure in the Appalachian orogenic belt: Implications for tectonic evolution // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1982. Vol. 93, N 4. P. 315–329.
81. *Williams H.* Structural succession, nomenclature, and interpretation of transported rocks in western Newfoundland // *Canad. J. Earth Sci.* 1975. Vol. 12, N 11. P. 1874–1894.
82. *Williams H.* Tectonic Lithofacies Map of the Appalachian Orogen. Scale 1:1 000 000. St. Johns; Newfoundland (Canada); Mem. Univ. Newfoundland, 1978.
83. *Williams H.* Appalachian orogen in Canada // *Canad. J. Earth Sci.* 1979. Vol. 16, N 3, pt. 2. P. 792–807.
84. *Williams H., Hatcher R.D., jun.* Appalachian suspect terranes // *Geol. Soc. Amer.* 1983. Mem. 158. P. 33–53.
85. *Williams H., Kennedy M.J., Neale E.R.W.* The northeastward termination of the Appalachian orogen // *The Ocean Basins and Margins*. N. Y.: Plenum press, 1974. Vol. 2. P. 79–123.
86. *Williams H., Stevens R.K.* The ancient continental margin of eastern North America // *The Geology of Continental Margins*. N. Y.: Springer, 1974. P. 781–796.
87. *Zen E-an.* Time and space relationships of the Taconic allochthon and autochthon // *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* 97. 1967. P. 1–107.
88. *Zonenshain L.P., Korinevsky V.G., Kazmin V.G.* et al. Plate tectonic model of the South Urals development // *Tectonophysics*. 1984. Vol. 109, N 1/2. P. 95–135.

*Д.В. Гунджист, К.А. Марков, А.А. Смыслов,
А.М. Мареев, Ю.В. Ильинский*

МЕТАЛЛОГЕНИЯ И ТЕКТОНИКА ПАЛЕЗОЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ СИСТЕМ

В последние годы проведена большая коллективная работа Министерства геологии СССР и Академии наук СССР по составлению новой серии металлогенических карт, включающих обзорную карту структурно-металлогенических зон масштаба 1:5 000 000 и ряд комплексных металлогенических карт регионов СССР. В процессе металлогенического анализа отдельных регионов и территории страны в целом была осуществлена систематизация структурно-металлогенических зон на основе изучения состава слагающих их рядов геологических и ассоциирующих с ними рудных формаций с учетом этапов и стадий их формирования, отражающих тектоническую природу изучаемых структур.

Этот подход, базирующийся, в первую очередь, на изучении особенностей вещественного состава и структуры геологических образований во времени и пространстве, позволил представить все многообразие реальных геолого-тектонических обстановок в виде определенных сочетаний ограниченного числа структурно-формационных комплексов или типов структурно-формационных зон. Преимуществом подобного подхода является его фактографичность, позволяющая в случае необходимости интерпретировать его результаты с различных теоретических позиций.

Металлогенический анализ территории страны, проведенный на основе структурно-вещественного подхода, показал наличие устойчивых закономерных связей месторождений различных формационных типов с определенными типами тектонических зон, выделяемых на основе естественных рядов геологических формаций. В этом выводе нашел подтверждение основной принцип металлогенического анализа, сформулированный Ю.А. Билибиным: рудообразование – естественный и закономерный продукт геологической истории, представляющий собой одну из сторон единого направления процесса геологического развития земной коры. Рассматривая металлогению палеозойских складчатых областей, необходимо обратить внимание на ряд общих положений, определяющих место палеозой в истории геологического развития.

1. Палеозойские складчатые области каледонид и герцинид представляют собой части обширных рифейско-палеозойских глобальных тектонических поясов, начало заложения которых в одних случаях датируется средним рифеем (1600–1200 млн лет) – главным образом подвижные пояса Южного полушария, в других – средним-поздним рифеем (1200–800 млн лет). Так, палеозойды Урало-Монгольского пояса начинали свое развитие с ранних байкалид. На Урале возраст образования ранних комплексов луйвинской и париквакшорской свит датируется 1000–800 млн лет; примерно в это же время происходит формирование древних толщ в Казахстане и Алтае-Саянской области, а также обширного рифейско-палеозойского пояса Северной Америки – 1200–1000 млн лет (Гренвилльская система, блоки основания Аппалачей).

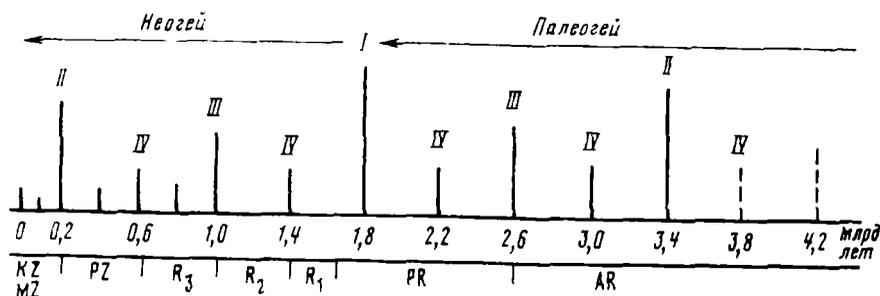
Палеозойды складчатых областей СССР и других стран по их месту в общей истории геологического развития могут быть отчетливо разделены на две группы. Складчатые области 1-й группы завершают свое длительное формирование в палеозое. Это внутриконтинентальные пояса – Урало-Монгольский и Северо-Атлантический (Аппалачи, каледониды Скандинавии). Подвижные пояса 2-й группы – перикоеанские, обрамляющие континенты Тихоокеанского побережья, а также прослеживающиеся по периферии Тетиса, продолжали свое активное тектоническое развитие в мезозойско-кайнозойское время. Соответственно по соотношению типов структурно-формационных и структурно-металлогенических зон палеозойды завершено (внутриконтинентального) и незавершенного (перикоеанского) типов существенно отличаются. В регионах мезозойской складчатости сохраняющиеся фрагменты палеозойских струк-

тур, как правило, характеризуются меньшим разнообразием типовых геологических обстановок проявления оруденения и, что особенно характерно, резко редуцированным проявлением структурно-формационных комплексов орогенных этапов развития. В качестве примера можно привести Западное и Восточное Верхоянье на северо-востоке СССР, Баджальский район в Приморье, палеозоида Главного Кавказского хребта и др. Здесь, хотя и проявлены орогенные комплексы палеозоид, но они совершенно несопоставимы по масштабам распространения и степени рудоносности с орогенными структурами внутриматериковых поясов Центрального Казахстана, Средней Азии, Минусинской и Тувинской впадин.

2. Верхняя граница палеозоид по металлогеническим данным не совпадает с границей палеозоя и мезозоя стратиграфической шкалы. В большинстве случаев образование триаса этих регионов (T_1 , T_2) относится к завершающим стадиям развития палеозоид. Так, на Урале к этому времени относится образование сурьмяно-ртутной флюоритовой и полиметаллическо-баритовой минерализации телетермального типа (Пай-Хойская зона), а также углей: в Казахстане пермско-триасовый возраст имеет медно-никелевая минерализация Жарма-Саурской и редкометалльная Восточно-Калбинской зоны; в Алтае-Саянской области к триасу относится формирование арсенидно-никелево-кобальтовой, ртутной и специфической флюорит-редкометалльно-железородной минерализации (карасукский тип). В Южном и Среднем Тянь-Шане в интервале $P_1 - T_1$ продолжалось развитие щелочно-гранитоидных комплексов с флюорит-редкометалльно-редкоземельным оруденением, а в $T_1 - T_2$ — щелочных базальтоидов и габброидов с сурьмяно-ртутной и мышьяковой минерализацией. Распространение в триасе типичных рудных образований заключительных стадий развития палеозоид было отмечено раньше и для палеозоид Европы [4, 6].

3. По металлогеническим данным периодизация геологической истории в целом несколько отличается от общепринятой: границы крупнейших тектономагматических периодов и металлогенических периодов I–IV порядков не совпадают с границами крупнейших подразделений геохронологической шкалы — эонов, эр, периодов и эпох [2].

Так, главнейший металлогенический рубеж 2000–1600 млн лет, (в среднем 1800 млн лет), разделяющий всю геологическую историю на два интервала [3], совпадает лишь с подразделением 2-го порядка геохронологической шкалы (граница внутри зоны $PR_1 - PR_2$). Начало формирования рифейско-палеозойских поясов (1200–800 млн лет) приходится на внутреннее подразделение эры (R_2/R_3), завершение формирования герцинид — на внутреннее подразделение триаса. Ниже на основании работ В.И. Смирнова, А.И. Тугаринова, Г.А. Твалчрелидзе, К.О. Кратца и Ю.М. Соколова и других авторов условно намечены крупнейшие периоды тектономагматической активности и рудообразования (I–IV порядков) для Евразии и показано, что палеозоиды в этой иерархической шкале представляют собой образования IV–V порядков.



По относительному распространению типов структурно-формационных, структурно-металлогенических зон и месторождений палеозоида существенно отличаются от более ранних и более поздних образований. На смену архейским зеленокаменным прогибам и неполно проявленным протогеосинклиналям, проторифтогенным структурам раннего протерозоя в рифейско-палеозойское время приходят геосинклинальные пояса "полного развития" с отчетливо проявленной последовательной сменой режимов: раннегеосинклинальный (рифтогенный и океанический) → позднегеосинклинальный (островодужный и вторичных геосинклиналей) → орогенный → активизационный (повторного орогенеза и рифтогенеза).

Изменяется и преобладающий состав геосинклинальных зон – на смену рифейским миктогеосинклиналям преимущественно карбонатно-терригенного типа приходят эвгеосинклинали контрастно- и полидифференцированного типов. Впервые в истории развития земной коры появляются вторичные геосинклинали. Для палеозоя характерно также наиболее полное проявление орогенных процессов и посторогенного рифтогенеза.

Для последующего мезозойско-кайнозойского этапа в общем характерен тот же набор главнейших типов структурно-формационных зон, что и для палеозоя, однако их распространенность несколько меняется. Максимальное развитие здесь получают вулканогенно-терригенные, терригенные и вторичные вулканогенные прогибы при еще более возросшей роли процессов орогенеза и тектономагматической активизации.

Некоторые самые общие представления об особенностях металлогенического и тектонического развития палеозоид может дать прилагаемая ниже схема, составленная на основе анализа "Карты структурно-металлогенических зон территории СССР м-ба 1:10 000 000" [1]. На схеме в процентах отображены суммарные площади структурно-формационных зон различных типов геосинклинальной стадии развития рифейской, палеозойской, мезозойской и кайнозойской эпох (рис. 1).

В прямой связи с рассматриваемыми особенностями распределения осадочно-вулканогенных геосинклинальных комплексов находятся характерные максимумы рудообразования, приходящиеся на палеозой: колчеданные руды (Є, S и D), месторождения фосфоритов (Є, D, C), карбонатные и кремнистые руды Mn и Fe (Є, D, C, P), стратиформные концентрации Pb и Zn в карбонатных породах (D-C), бокситы (Є, D).

В ассоциации с палеозойским ультрамафитовым, мафит-ультрамафитовым и мафическо-салическим магматизмом находятся крупные месторождения хромитов (S, Урал), асбеста и талька (Є, S, Алтай-Саянская область, Урал), титано-магнетитов (S, Урал) и скарновых руд железа (Є, S, D, C, Алтай-Саянская область, Урал). С проявлением орогенных процессов связаны концентрации медно-порфировых и грейзеновых вольфрамово-молибденовых руд (C-P, Центральный Казахстан), медистых песчаников (C, Казахстан), солей и углей (C-P, Урал, Казахстан, Алтай-Саянская область).

Наряду с определенными вариациями масштабов проявления оруденения во времени металлогеническое своеобразие палеозойского цикла подчеркивается также неоднократно описанной в литературе тенденцией к изменению формационного состава месторождений отдельных полезных ископаемых при переходе от более древних эпох к более молодым. В качестве наиболее изученного примера можно привести месторождения железа. Так, для архейской и протерозойской эпох наиболее типичными являются железистые кварциты, для палеозоя – скарново-магнетитовые, титано-магнетитовые и кремнисто-гематитовые месторождения, а для мезозоя и кайнозоя при сохранении некоторого значения скарновых и кремнистых преобладают оолитовые руды. Подобные примеры для других полезных ископаемых иллюстрируются приведенной ниже схемой (рис. 2, см. вкл.).

В истории геологического развития палеозоя отчетливо устанавливаются три эпохи наиболее крупных структурных преобразований и максимального рудообразования.



Рис. 1. Распространенность (площадь выходов в %) структурно-формационных комплексов на территории СССР

Они приходятся на конец венда – начало кембрия, девон (особенно D₂) и пермско-триасовый период (P₂–T_{1,2}). Эти эпохи совпадают с проявлением позднебайкальской, позднекаледонской и позднегерцинской фаз тектонической активности. Интересно отметить, что в связи с крупной перестройкой структурного плана в указанные интервалы развиваются различные типы месторождений, одни из которых возникают на завершающих стадиях развития тектонических структур, другие (синхронные) – на начальных стадиях новых закладываемых прогибов. Так, в кембрии возникает разнообразный комплекс полезных ископаемых орогенной стадии байкалид – фосфориты, кремнисто-гематитовые сланцы, медно-порфировые месторождения, редкометалльные руды и одновременно титано-магнетитовые, медные, колчеданные, медно-порфировые месторождения, проявления асбеста в гипербазитах начинающих формироваться каледонид (Урал, Алтае-Саянская область, Казахстан). Еще отчетливее разнообразие типов руд можно проследить на примере девонского периода, когда одновременно возникают, с одной стороны, концентрации редких металлов и золота в наложенных вулканических структурах, с другой – типичные колчеданные, кремнисто-железородные и марганцевые месторождения новых закладываемых прогибов (каледониды и герциниды Центрального Казахстана и др.).

ЭТАПЫ И СТАДИИ РАЗВИТИЯ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ПОДВИЖНЫХ ОБЛАСТЕЙ ПАЛЕОЗОИД

Типичной особенностью палеозоид является отчетливое проявление в истории их геологического развития строго определенной последовательности формирования структурно-вещественных комплексов и связанных с ними типов руд.

Среди геосинклинальных (в широком смысле этого слова) выделяется три наиболее характерных структурно-вещественных комплекса стратифицированных осадочных и вулканогенных формаций, отражающих как бы три различных по режиму периода развития: рифтогенный, океанический и островодужный. Различные сочетания этих комплексов определяют многообразие типов структурно-формационных и структурно-металлогенических зон (рис. 3).

В строении 1-го структурно-вещественного комплекса резко преобладают щелочно-магматические слабодифференцированные вулканы, сменяющиеся по латерали и вверх по разрезу терригенными "тиллоидными" и "черносланцевыми" образованиями. Вулканоэвгеосинклинальные комплексы этого типа обычно являются наиболее древними образованиями в рядах комплексов палеозойских складчатых систем (отложения V–Є₁ в Казахстане, Є₃–O₁ – восточного склона Урала, позднегерцинские образования Алтае-Саянской области и др.).

По соотношению щелочей и кремнезема рассматриваемые вулканы приближаются к группе щелочных оливиновых базальтов континентальных рифтов, а так называ-

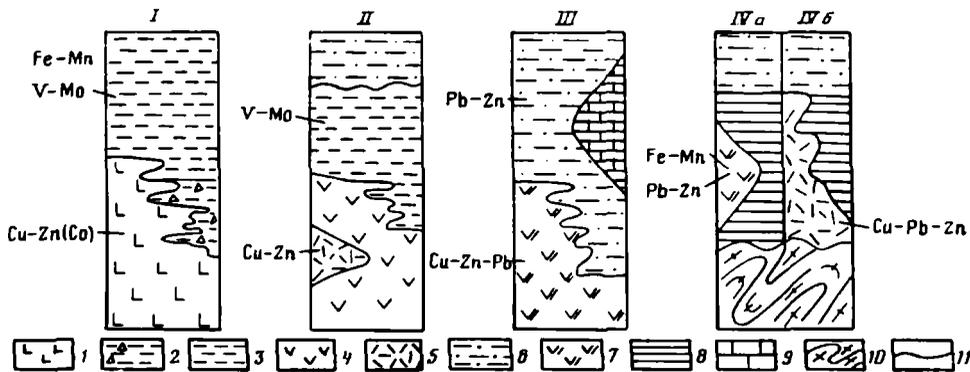


Рис. 3. Строение и рудоносность зон развития стратифицированных комплексов эв- и миктогеосинклинальных прогибов палеозойд Урала и Казахстана

1 – трахитовые базальты; 2 – “тилоидные” терригенные отложения; 3 – “черносланцевые” карбонатно-кремнистые отложения; 4 – натровые базальты; 5 – натровые липариты; 6 – флишиидные отложения; 7 – базальты, андезиты, плагиолипариты (полнодифференцированные серии); 8 – карбонатно-терригенные отложения; 9 – карбонатные, терригенно-карбонатные толщи; 10 – образования складчатого основания; 11 – несогласия

Тип зон: I – предгеосинклинальный (рифтогенный) “байконур-кокчетавский”, II – раннегеосинклинальный “среднеазиатский”, III – позднегеосинклинальный (островодужный) “уральский”, IV – вторично-геосинклинальный (а – атауский, б – рудно-алтайский подтипы). Символами химических элементов показана металлогеническая специализация геологических образований

емые “тилоидные” образования по современным данным рассматриваются как продукт подводно-оползневых процессов [7]. Данные комплексы бедны полезными ископаемыми; в вулканитах присутствуют следы колчеданной минерализации, а с кремнисто-черносланцевой формацией повсеместно ассоциируют проявления Fe и Mn. В Средней Азии и в Казахстане широко распространены толщи с повышенными содержаниями V и Mo (Байконурская зона и др.).

Рассматриваемые комплексы в последние годы обычно относят к предгеосинклинальной рифтогенной стадии и противопоставляют остальным собственно геосинклинальным стадиям [5]. Не возражая по существу против этого положения, следует отметить, что такое противопоставление, с нашей точки зрения, носит достаточно условный характер, так как разрывает естественный направленный процесс на отдельные якобы разнородные составляющие.

Ко 2-му структурно-вещественному комплексу, “оксаническому”, или собственно геосинклинальному, относятся слабо или контрастно дифференцированные вулканические серии при резком преобладании натриевых базальтов и подчиненном развитии плагиолипаритов. По латерали натровые базальтоиды обычно сменяются по направлению к геантиклинальным поднятиям вулканогенно-кремнисто-терригенными и кремнисто-карбонатными (черносланцевыми) формациями (Жалаир-Найманская зона в Казахстане, Берусская в Западном Саяне и др.). Рудоносность рассматриваемых комплексов близка к предыдущему типу, отличаясь несколько более высокой продуктивностью. Сюда относятся серные и медно-цинково-колчеданные месторождения часто с примесью Co в рудах так называемого “кипрского” типа, локализованные в слабодифференцированных вулканитах (Зюзельское, Пышменско-Ключевское, Ивановское и другие месторождения Урала), месторождения марганцевых карбонатов (Усинское), а также кремнисто-гематитовые (Яматинское), фосфоритовые (Белкинское) и другие объекты в Алтае-Саянской области.

К 3-му структурно-вещественному комплексу относятся полнодифференцированные вулканиты известково-щелочной серии в сопровождении туфогенно-терригенных, кремнисто-терригенных и карбонатно-терригенных толщ. По латерали эти вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования “островодужных зон”

сменяются, с одной стороны, терригенными отложениями глубоководных желобов с широким развитием отложений аспидной формации и редуцированным базальтоидным вулканизмом, а с другой – существенно терригенно-карбонатными толщами внешних (геоантиклинальных) зон типа краевых морей.

Рудоносность этого комплекса отличается максимальной продуктивностью и геохимической пестротой состава руд. В зонах с преобладающим вулканизмом "островодужного" типа распространены серно-медно-цинковые и полиметаллические колчеданные, а также медно-молибденовые порфировые месторождения (Тагило-Магнитогорская зона на Урале, Чингиз-Тарбагатайская в Казахстане), глиноземсодержащие руды во вторичных кварцитах (Центральный Казахстан), кремнисто-железородные и марганцевые проявления (Урал, Алтай-Саянская область). С аспидными толщами глубоководных желобов связаны кобальтоносные медно-пирротиновые, а также медно-полиметаллические стратиформные залежи (Восточно-Калбинская зона в Казахстане и другие).

С карбонатными и терригенными комплексами миогеосинклинальных зон связаны стратиформные месторождения Pb, Zn и барита (Казахстан), Sb и Hg (Тянь-Шань), бокситов (Средний Урал), медистых сланцев (Тува), а в поздних флишоидных комплексах появляются признаки угленосности.

Особую группу составляют вторичные геосинклинали с преобладающим андезит-базальтовым магматизмом известково-щелочной серии, сопоставимой по своим петрохимическим параметрам с особенностями структурно-формационных комплексов 3-го (предыдущего) типа. По Г.А. Твалчрелидзе, формирование этих структур происходит в пределах консолидированных блоков земной коры на метаморфических образованиях предшествующих циклов.

Среди вторичных геосинклиналей в процессе составления металлогенических карт авторами были выделены следующие основные структурно-формационные комплексы и связанное с ними оруденение.

1) Мафическо-салический с широким развитием медно-свинцово-цинковых колчеданных и кремнисто-гематитовых железородных месторождений (Рудно-Алтайская и Коргонская зоны на Алтае).

2) Салическо-мафический с преобладающим развитием вулканитов андезитового состава, с которыми парагенетически связываются скарновые и гидросиликатные месторождения (Магнитогорская зона на Урале и Валерьяновская в Тургае).

3) Вулканогенно-кремнисто-терригенно-карбонатный, для которого наиболее характерны стратиформные месторождения Fe, Mn, Pb и Zn (Атасуйская зона Центрального Казахстана, Курбино-Еравнинская зона в Западном Забайкалье и др.).

Следует подчеркнуть, что как по формационному составу вулканогенно-осадочных толщ, так и рудоносности вторично-геосинклинальные прогибы весьма близки к типичному режиму "островных дуг", развивающихся на континентальной коре.

Ареалы развития секущих плутонических комплексов в одних случаях развиваются как бы обособленно, в других образуют достаточно устойчивые (характерные) ассоциации со стратифицированными образованиями определенного состава и тектонического положения.

С вулканогенно-осадочными формационными комплексами "рифтогенной стадии" ассоциируют небольшие секущие тела пикритового и габбро-диабазового состава, с которыми связаны мелкие проявления сульфидных руд Ni и титано-магнетитов, а также специфические хромитоносные гипербазиты сарановского типа на Урале.

С образованиями второй, собственно геосинклинальной, стадии в пространстве и во времени тесно сопряжены магматические комплексы трех типов:

1) ультрамафический с развитием массивов дунит-периidotитовой формации, с которой ассоциируют месторождения металлургических и огнеупорных хромитов, талька и хризотил-асбеста (Тагило-Магнитогорская, Джетыгаринская и другие зоны на Урале, Актотракская зона в Туве и др.);

2) мафическо-ультрамафический с развитием образований дунит-клинопироксе-

нит-габбровой формации, с которым связано хром-платиновое, титано-магнетитовое и медно-титан-ванадиевое оруденение (Урал, Алтай-Саянская область) :

3) мафический с развитием образований габбро-диабазовой и габбро-плагиигранитной формаций. С первой из них ассоциируют мелкие проявления медно-никелевых руд (Западный Урал), со второй – преимущественно золото-кварцевые и медно- и железорудные скарновые объекты (Северный и Средний Урал, Северо-Саянский и другие районы).

Следует подчеркнуть, что ультрамафиты нередко залегают среди образований "островодужных комплексов", где они обычно рассматриваются как ксеногенные массивы.

На заключительной стадии формирования позднегеосинклинальных, или "островодужных", прогибов на фоне формирования морских моласс происходит внедрение калиево-натриевых гранитоидов.

Здесь на этой стадии в палеозоидах развиты железорудное (Средний Урал, Кузнецкий Алатау), медно-порфиоровое (Приполярный и Южный Урал, Северный Казахстан, Тува), скарновое золото-шеелитовое и золото-кварцевое оруденения (Чингиз-Тарбагатайская зона в Казахстане и Мартайгинская – в Алтай-Саянской области). Подчиненное значение имеют оловянные кварцево-грейзеновые и редкометалльные пегматиты (Калбинская зона в Казахстане) и арсенидно-кобальтовое оруденение (Северный Тянь-Шань).

На стадии орогенеза и активизации проявляется значительное разнообразие геологических обстановок проявления оруденения. При составлении металлогенической карты всего было выделено 48 типов структурно-металлогенических зон стадии орогенеза и активизации, из которых 40 достаточно характерны для палеозойд (максимальное количество зон устанавливается для мезо-кайнозойд Тихоокеанского подвижного пояса). В первом приближении все это многообразие типов зон орогенеза и активизации можно условно объединить в четыре группы в зависимости от преобладающего развития структурно-формационных комплексов определенного состава.

С покровами субазальных вулканитов и гранитоидными интрузиями ассоциируют преимущественно редкометалльное – медно-молибденовое порфиоровое, молибден-вольфрамовое и тантал-ниобиевое с флюоритом, – кварцево-грейзеновое и альбитит-грейзеновое, жильное свинцово-цинковое, золото-кварцевое (Центральный Казахстан, Урал), золото-серебряное (Средняя Азия) и другие оруденения.

Вне четкой связи с магматическими образованиями с активизированными зонами разломов ассоциируют сурьмяно-ртутное и мышьяково-никель-кобальтовое, железорудно-флюоритовое и полиметаллическо-флюоритовое оруденения (Алтай-Саянская область).

В пределах осадочных межгорных впадин и краевых прогибов с карбонатно-терригенными сероцветными молассоидными формациями связаны крупнейшие месторождения каменных углей (Печерский, Карагандинский, Кузнецкий и другие бассейны), с терригенными и терригенно-карбонатными пестроцветными образованиями ассоциируют проявления фосфоритов (Предуралье, Центральный Казахстан).

С интрузивными комплексами щелочного (фонидитового) состава, по-видимому активизационной или, точнее, рифтогенной природы, ассоциируют нефелин-тантал-ниобиевое, титано-магнетитовое, скарново-магнетитовое, полевошпат-нефелин-кальсилитовое и другие оруденения (Ильменогорская зона на Урале, Ишимская в Казахстане, Сангиленская в Туве, Северо-Байкальская и др.).

Намеченная последовательность развития структурно-формационных комплексов и связанного с ними оруденения палеозойд является общей и характерной. В разных типах структур она проявляется с различной полнотой отдельных звеньев эволюции и с закономерным смещением во времени "синфазных" образований. В итоге выделенные и кратко охарактеризованные выше элементы – структурно-формационные комплексы, структурно-формационные и структурно-металлогенические зоны, – по-разному сочетаясь друг с другом во времени и в пространстве, создают все многообразие реально наблюдаемой картины зональности палеозойских подвижных областей и путей эволюции рудообразования во времени.

Наложённые процессы деструкции периокеанических зон палеозойского периода существенно осложняют рассматриваемую направленность металлогенического развития при сохранении общей тенденции эволюции рудообразования, как бы растянутой в этом случае до масштаба палеозойско-мезозойского мегацикла.

В заключение отметим основные выводы:

1. Металлогения палеозойского периода наряду с ясно выраженной преемственностью от предшествующего протерозойского периода обладает своими специфическими чертами, которые в первую очередь сводятся к широкому развитию сидеро-халькофильного оруденения в зонах эв- и миктогеосинклинального типов, а также в появлении крупных концентраций редких металлов и углей в связи с зонами проявления орогенеза и тектономагматической активизации.

2. Металлогению этого периода следует рассматривать с учетом двух вариантов развития крупных блоков земной коры, в пределах которых геосинклинальное развитие, унаследованное от позднего рифея, заканчивается в палеозое или же продолжается и в мезозое. Главное отличие этих областей заключается в широком распространении орогенных процессов и связанной с ними металлогении в пределах первых из них и резко редуцированном их развитии во вторых.

3. В ходе развития палеозойского периода особенно важное значение имеют некоторые возрастные рубежи, соответствующие максимальной перестройке структур земной коры и стимулирующие формирование большого разнообразия эндогенных и экзогенных месторождений различных типов. Такими границами являются венд-кембрий, девон, верхняя пермь—верхний триас. Важно подчеркнуть, что проявление поздней базальтоидной активизации рифтогенного типа в T_1 — T_2 свидетельствует о завершении формирования палеозойского периода в позднем карбоне или перми, а именно в триасе.

4. Общая главная последовательность развития эндогенной металлогении палеозойского периода, выражающаяся в последовательной смене геологических и рудных формаций во времени, в целом хорошо соответствует представлениям Ю.А. Билибина о необратимом направленном характере развития подвижных поясов.

5. Как показывают региональные сопоставления, особенности металлогении палеозойского периода, рассмотренные на примере складчатых областей СССР, достаточно справедливы и для палеозойских других складчатых систем (Аппалачей в Северной Америке, каледонид и варисцид Западной Европы, палеозойских структур Тихоокеанского кольца и др.).

Глобальные сопоставления тектонических и рудоносных структур палеозойского периода различных регионов мира имеют важное практическое прогнозно-поисковое и научное значение для познания общих законов необратимой эволюции Земли.

ЛИТЕРАТУРА

1. Карта структурно-металлогенических зон территории СССР. М-6 1:10 000 000. М.: Мингео СССР, 1982.
2. Рундквист Д.В. Современные проблемы металлогении // Вестн. АН СССР. 1984. № 8. С. 74—85.
3. Смирнов В.И. Эндогенные рудные формации в геологической истории // Геология рудных месторождений. 1982. № 2. С. 3—20.
4. Твалчрелидзе Г.А. Металлогенические особенности главных типов вулканических поясов. М.: Недра, 1977. 110 с.
5. Тектоника Казахстана: (Объяснительная записка к Тектонической карте Восточного Казахстана. М-6 1:2 500 000)/Под ред. А.В. Пейве, А.А. Мосаковского. М.: Наука, 1982. 139 с.
6. Унксов В.А. Тектоника плит. II.: Недра, 1981. 288 с.
7. Хераскова Т.Н. Раннегеосинклинальные формации Байконурского синклиория Улутая // Литология и полез. ископаемые. 1971. № 4. С. 30—50.

Ш.А. Адамия, А.А. Белов, Ю.Г. Гатинский, А.А. Моссаковский

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУРЫ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА В ПАЛЕОЗОЕ И РАННЕМ МЕЗОЗОЕ

При рассмотрении современной структуры Средиземноморского пояса обращает на себя внимание прежде всего обилие аллохтонных элементов разного возраста. Покровно-складчатые сооружения прослеживаются от западного до юго-восточного его окончания, то есть от Иберийского массива и Атласских гор через Армориканский и Центрально-Французский массивы, Альпы и Апеннины, Карпато-Балканскую область, Кавказ и Анатолию, Загрос, Мекран, Памир, Куньлунь, Тибет и Гималаи в Индокитае и Индонезию. Даже такие длительно сопротивлявшиеся автохтонные "крепости", как Родопский массив, Понтиды и некоторые другие начинают сдаваться: последние исследования показывают их покровное строение [10, 27, 32]. Важно отметить, что в Средиземноморском поясе, в том числе и на Большом Кавказе, отсутствуют унаследованные герцинско-альпийские прогибы и поднятия, существование которых предполагает В.И. Шевченко [23].

Для того чтобы разобраться в закономерностях расположения того огромного разнообразия блоков и комплексов складчатых и различно метаморфизованных горных пород, требуются определенные методические подходы. С момента возникновения учения о геосинклиналях и приложения его к Средиземноморскому поясу существует два таких подхода – фиксистерский и мобилистский. В результате первого возникла троговая концепция, одним из наиболее последовательных приверженцев которой был М.В. Муратов [14], придававший, однако, в последние годы большое значение сдвигам в формировании структуры Средиземноморского пояса. Троговая концепция предполагала широкое распространение в Средиземноморском поясе автохтонных срединных массивов.

Мобилистский подход, которого придерживаются все авторы настоящего доклада, основан на достижениях палеомагнетизма, построениях гипотезы новой глобальной тектоники и, в частности, на признании офиолитов океанической корой геологического прошлого на континентах [16], признании явлений субдукции в той или иной форме и горизонтальной расслоенности земной коры, аллохтонности как в узком, так и в широком смысле так называемых срединных массивов [5,19].

Существенную роль в строении Средиземноморского пояса играют офиолитовые пояса, вдоль которых проводятся сутуры, или тектонические швы, оставшиеся на поверхности земли после поглощения больших и малых океанических бассейнов и столкновения двух континентальных массивов или континентального массива и островной дуги. Надо сказать, однако, что не все выходы офиолитов относятся к сутурным зонам, многие, причем часто наиболее крупные по площади, слагают аллохтонные пластины.

На рис. 1 показаны разновозрастные сутуры разновозрастных палеоокеанических бассейнов Тетиса: палео-Тетиса-I, палео-Тетиса-II, мезо-Тетиса и нео-Тетиса. Они разделяют крупные континентальные блоки Гондваны, Евразии и Тихоокеанские. Следует оговориться, что в палеозойскую Гондвану мы включаем кроме древних кратонов и приращенные к ним в рифее складчатые области байкалид с их палеозойским чехлом. Из схемы видно, что к главным структурным элементам Средиземноморского пояса, кроме нерасчлененных континентальных блоков и разделяющих их сутурных зон, должны быть причислены аккреционные комплексы (незаштрихованные пространства на схеме). Все более привычные структурные элементы, такие, как антиклинории и мегантиклинории, синклинории, складчатые зоны, межгорные впадины и краевые прогибы и т.д., являются подразделениями более низшего порядка.

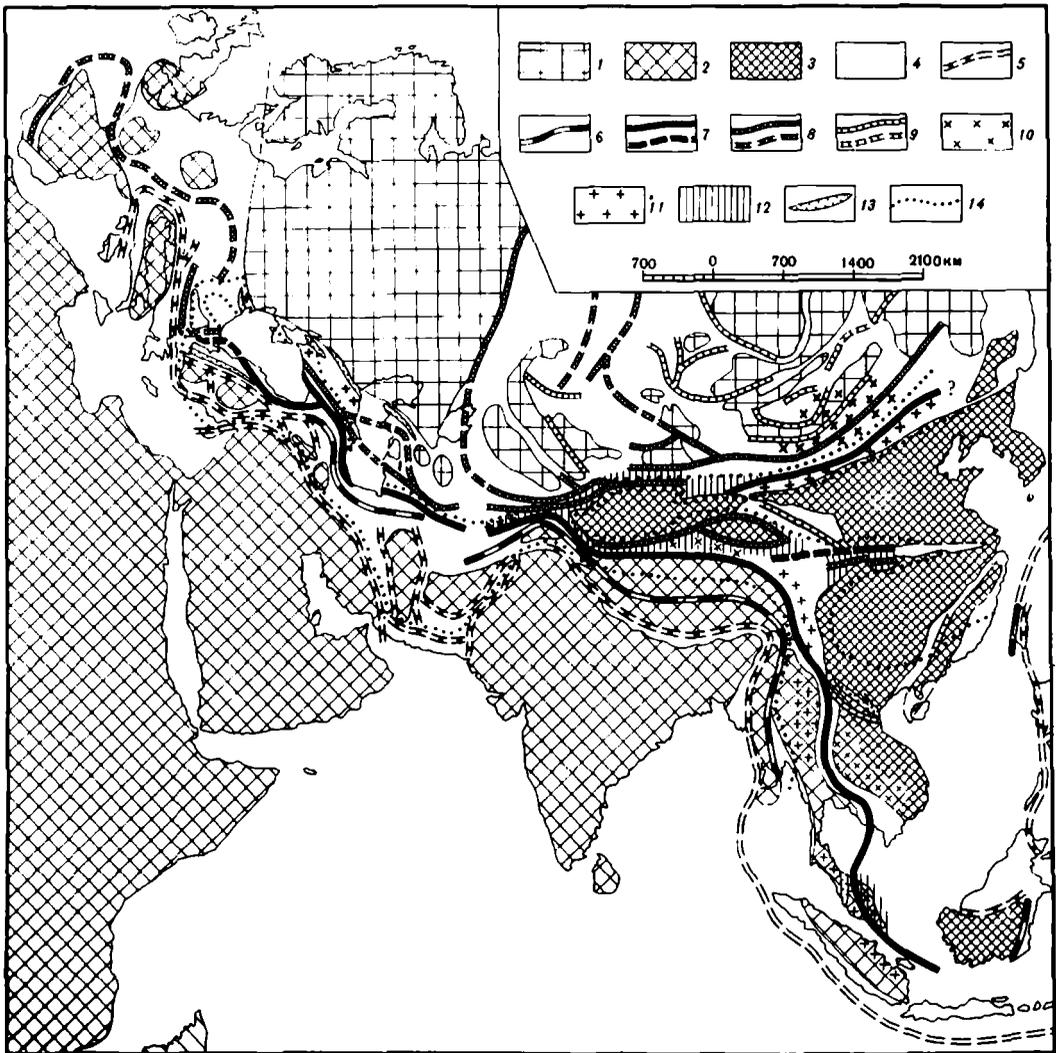


Рис. 1. Схема главных структурных элементов Средиземноморского пояса

Древние докембрийские кратоны с приращенными к ним эпибайкальскими складчатыми областями и средние массивы (бывшие микроконтиненты): 1 – лавразийского ряда, 2 – гондванского ряда, 3 – тихоокеанского ряда; 4 – складчатые аккреционные комплексы различного возраста; разновозрастные сутуры (офиолитовые пояса и зоны развития тектонического меланжа и интенсивных деформаций): 5 – альпийские (включая зоны развития современных аккреционных комплексов), возникшие при замыкании нео-Тетиса, 6 – позднемиммерийские (австрийские и т.п.), возникшие при замыкании мезо-Тетиса, 7 – индосинийские (раннемиммерийские), возникшие при замыкании палео-Тетиса-II, 8 – герциньские, возникшие при замыкании палео-Тетиса-I, 9 – более древние – каледонские, салаирские, байкальские; проявления известково-щелочного вулканизма индосинийской эпохи; 10 – дифференцированных серий окраинно-континентальных поясов и островных дуг (пермь–средний триас), 11 – зон существенно корового столкновения (преимущественно поздний триас); 12 – участки ранней стабилизации в пределах индосинийского складчатого комплекса; 13 – внегеосинклинальные индосинийские прогибы (палеорифты); 14 – внешняя граница территорий, охваченных индосинийскими деформациями и магматизмом

Не касаясь истории более древних океанических бассейнов, таких, как Япетус, палео-Азиатский, полное или частичное закрытие которых образовало складчатые области каледонид, отметим, что в результате деформаций при замыкании палео-Тетиса-I образовались герциниды, палео-Тетису-II соответствуют индосиниды, мезо-Тетису – австриды, поздние киммериды, а нео-Тетису – альпиды.

На следующей схеме (рис. 2, см. вкл.) мы попытались изобразить графически время существования главных океанических бассейнов (и некоторых небольших рифтов с океанической корой) Средиземноморского пояса, начиная от рифтовой стадии до момента наибольшего раскрытия, то есть от появления океанической коры и развитых окраин и до стадии замыкания и коллизии. Изображены разные сектора: Индокитайский, Тибетско-Центрально-Азиатский, Кавказский и Западноевропейский. Получившаяся картина, несколько различная в разных секторах Средиземноморского пояса, показывает даже при имеющемся значительном недостатке фактического материала, что закрытию палео-Тетиса-I отвечает открытие палео-Тетиса-II, закрытию палео-Тетиса-II — открытие мезо- и нео-Тетиса¹. Эта закономерность нарушается лишь в Западноевропейском секторе, входившем с середины карбона до начала юры в состав позднепалеозойской Пангеи. На остальной части Средиземноморского пояса во все периоды палеозоя и раннего мезозоя существовал тот или иной океанический бассейн, отделявший северные евразийские земли от южных гондванских, что соответствует первоначальному определению Средиземноморского пояса, данному Г. Штилле [25].

В восточной части Средиземноморского пояса раннепалеозойские океанические бассейны замкнулись в конце силура — начале девона в каледонскую эпоху, что привело к образованию обширного Восточно-Азиатского палеоконтинента (Катазия), объединившего континентальные блоки Индосинии, Янцзы, Синокорейский, Цайдама, Тарима и другие. Этот континент являлся аналогом континента "древнего красного песчаника", что подчеркивается накоплением красноцветных моласс начала девона, залегающих несогласно на складчатом основании [20]. Возможно, что в начале — середине среднего палеозоя этот континент на отдельных участках еще мог соединяться с Гондваной, хотя палео-Тетис-II в Индокитайском секторе начал образовываться несколько раньше, чем на западе, что соответствует более раннему закрытию раннепалеозойских океанических бассейнов.

Последовательное замыкание (уничтожение коры) более древних океанических бассейнов на севере и формирование более молодых океанических структур на юге, а также соответствующее омоложение с севера на юг сутурных швов в сочетании с полярностью складчатости, явлениями магматизма и метаморфизма, асимметрией континентальных окраин свидетельствует, что в кинематическом смысле развитие Средиземноморского пояса в фанерозое происходило при движении масс с юга на север.

В результате такого развития в фанерозое происходило последовательное наращивание территории материков северного ядра и уменьшение континента Гондваны.

Какие же фактические данные лежат в основе такого представления об истории развития Средиземноморского пояса?

Во-первых, это латеральные ряды геологических формаций, показанные на рис. 3—8. Они составлены по секторам с запада на восток от Испании до Индокитая. В южных, а в Индокитайском секторе в западных, разрезах палеозоя и раннего мезозоя Средиземноморского пояса распространены типичные шельфовые отложения. Они перекрывают докембрийский кристаллический фундамент, а их полный разрез прослеживается от верхнего рифея — венда до триаса. Вулканические породы редки, и нет почти никаких следов палеозойского складкообразования. К югу в платформенных областях Африки, Индии, Австралии эти разрезы сменяются менее полными, с преобладанием континентального состава. Эти данные позволяют установить, что большая часть районов вокруг современного Средиземного моря, Динариды, большая часть Анатолии, Ирана, Афганистана, Гималаи, Тибет, Синобирмания составляли в палеозое единое целое с Гондваной, а следы палео-Тетиса надо искать севернее. И действительно, в северной части Средиземноморского пояса распространены палеозойские породы геосинклиналь-

¹ По несколько отличным представлениям Ш.А. Адамия, в поясе Тетис не происходит открытия и закрытия разных океанических бассейнов, а лишь обновляется путем спрединга, субдукции и аккреции океаническая кора все одного и того же океанического бассейна.

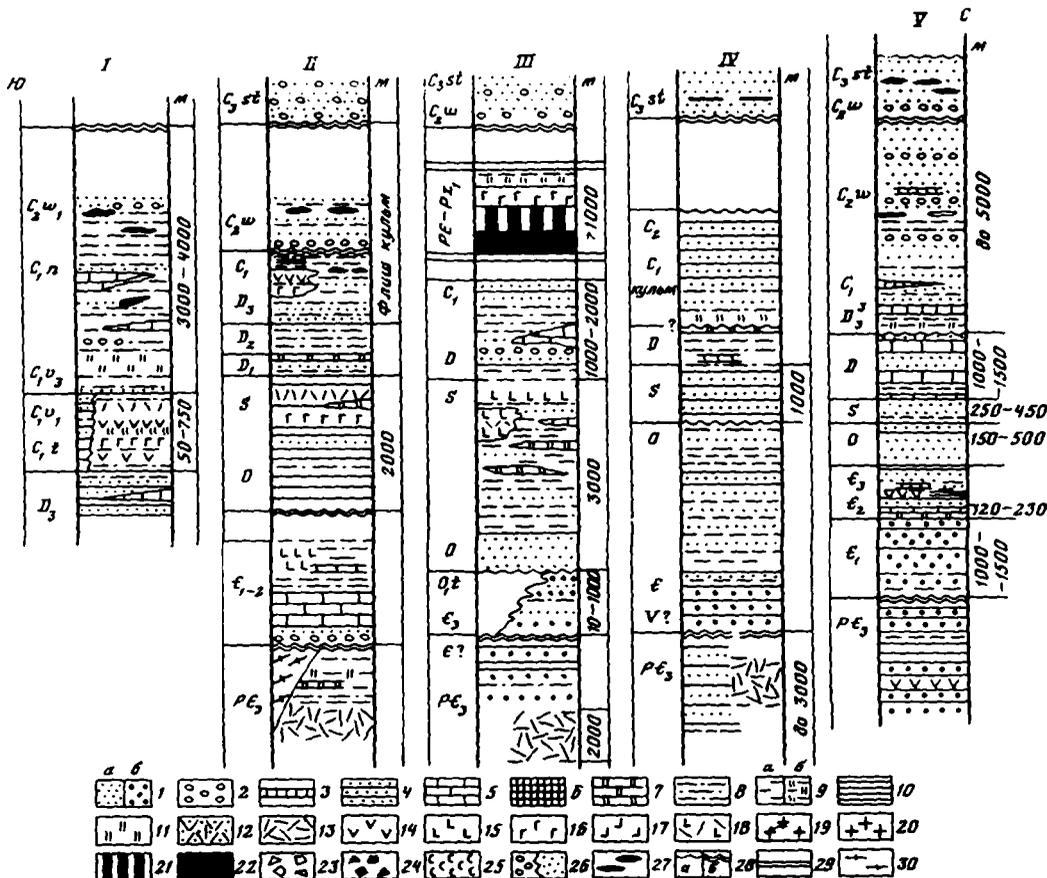


Рис. 3. Сопоставление разрезов по Иберийскому геотранверсу Средиземноморского пояса

Зоны: I – Южно-Португальская, II – Осса-Морена, III – Центрально-Иберийская, IV – Западная Астурия-Леон, V – Кантабрийская; группы-формации: 1 – преимущественно наземных терригенных формаций с преобладанием песчано-глинистых пород (а – сероцветных, б – красноцветных и пестроцветных), 2 – наземная и прибрежно-морская терригенная с преобладанием грубообломочных пород, 3 – наземная бокситоносных кор выветривания, 4 – мелководных морских терригенных и карбонатно-терригенных формаций (< 50% карбонатов), 5 – мелководных морских терригенно-карбонатных и карбонатных формаций (> 50% карбонатов), в том числе оолитовых известняков, 6 – рифовых известняков, 7 – пелагических известняков умеренных и значительных глубин, 8 – флишеидная терригенная и карбонатно-терригенная различных глубин, 9 – глубоководная флишевая (а – терригенная, б – кремнисто-терригенная), 10 – преимущественно глубоководная черсланцевая (аспидная), 11 – глубоководная глинисто-кремнистая, 12 – морская различных глубин вулканогенно-осадочная преимущественно с кислыми туфами, 13 – известково-щелочных вулканитов преимущественно кислого состава (риолиты, дациты), 14 – известково-щелочных вулканитов преимущественно среднего состава (андезиты, андезит-базальты, в островодужных комплексах иногда совместно с толеитовыми базальтами повышенной калийности), 15 – трапповая (толеитовые базальты, диабазы), 16 – низкокальциевых толеитовых базальтов океанического типа, 17 – щелочных базальтоидов калиевого ряда (шюшонитовая), 18 – вулканических формаций контрастной (бимодальной) ассоциации, 19 – преимущественно калиевых редкометалльных гранитов, в том числе литий-фтористых, 20 – гранит-гранодиоритовая калиево-натриевого ряда, 21 – габбро-амфиболитовая (3-й слой океанической коры), 22 – альпинотитных ультрамафитов (фрагменты верхней мантии); 23 – осадочный меланж, в том числе скаглиевые глины, олигостромы, дикий флиш, галечниковые аргиллиты; 24 – тектонический меланж; 25 – соленосность осадочных формаций; 26 – латеральные переходы между разновозрастными формациями; 27 – угленосность осадочных формаций; 28 – несогласия: а – локальные угловые, б – региональные структурные; 29 – тектонический контакт формаций; 30 – докембрийские метаморфические сланцы и гнейсы

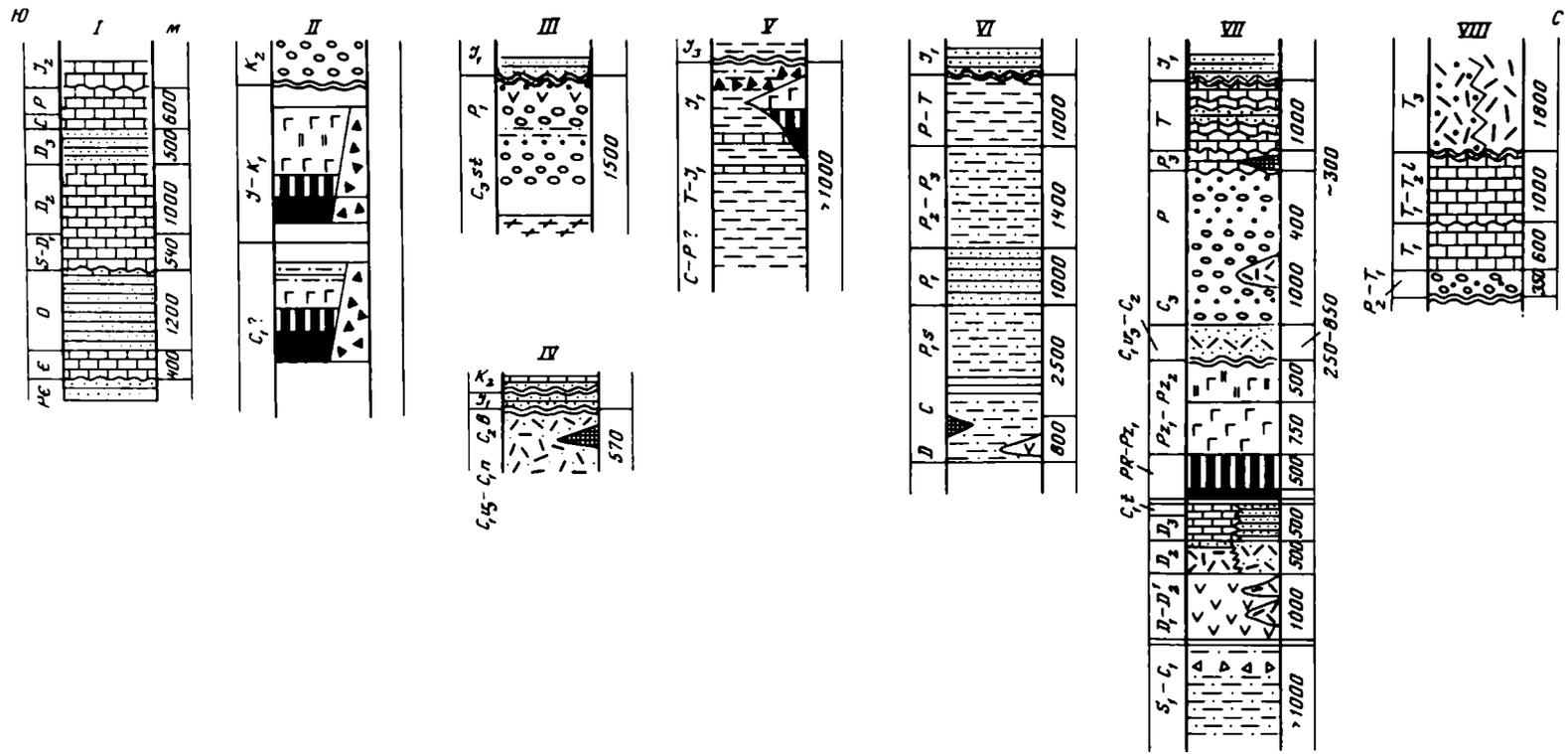


Рис. 4. Сопоставление разрезов по Кавказскому геотранверсу Средиземноморского пояса
 I – Центральный Тавр; II – Севано-Акеринская зона; III – Восточный Понт; IV – Закавказский массив; V – Центральный Понт, район г. Кюре; VI – Сванетия; VII – Северный Кавказ, Передовой хребет; VIII – Восточное Предкавказье
 Условные обозначения см. на рис. 3

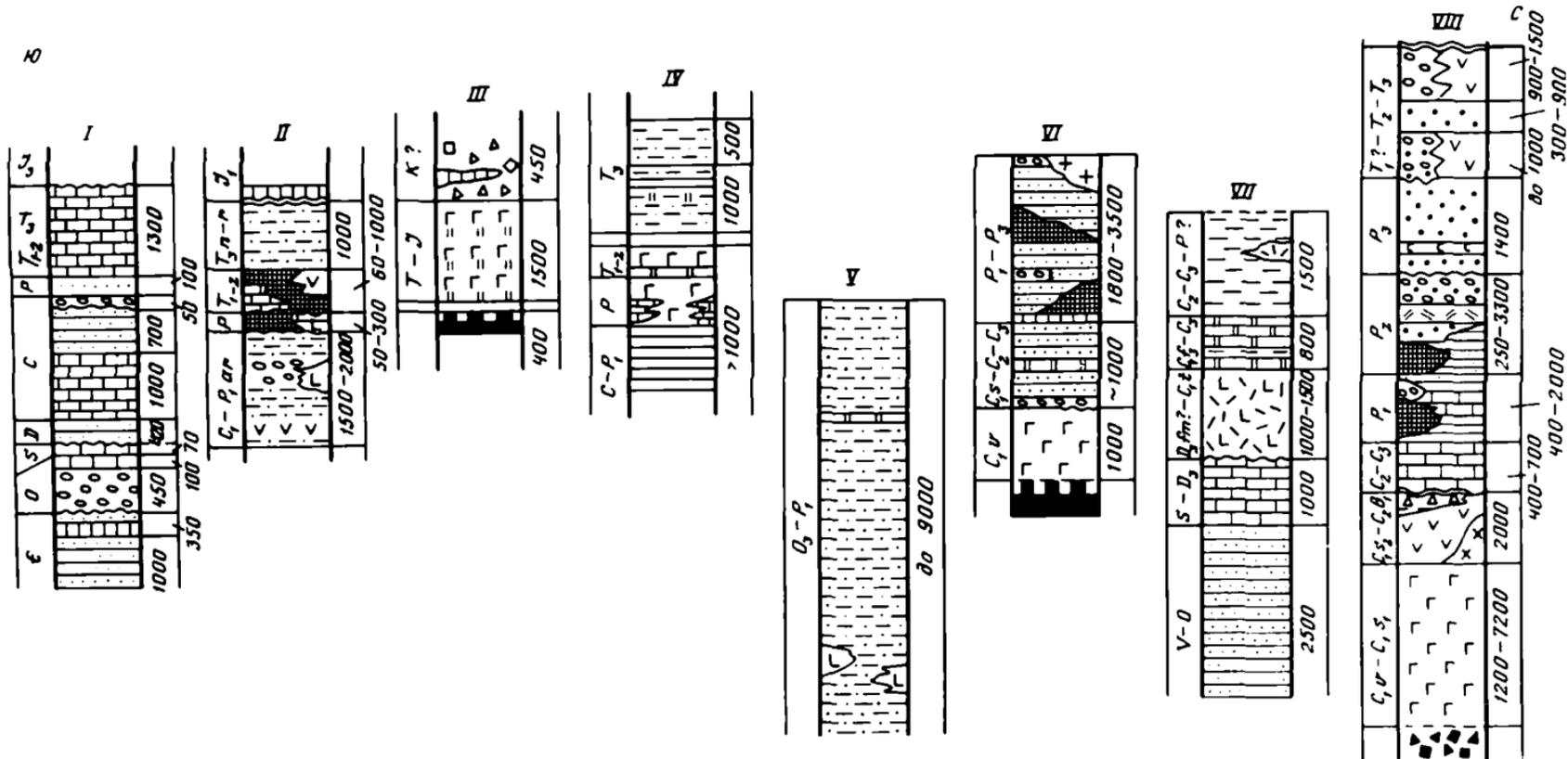


рис. 5. Сопоставление разрезов по Памирскому геотранверсу Средиземноморского пояса

I – Западные Гималаи, район Спити; II – Юго-Восточный Памир; III–IV – Рушанско-Пшартская зона; III – урочище Башгумбиз; IV – Западный Пшарт; V – Дарваз-Сарыкольская зона; VI – Каракульская зона; VII – Бетеулинская зона; VIII – Дарваз-Заалайская зона

Условные обозначения см. на рис. 3

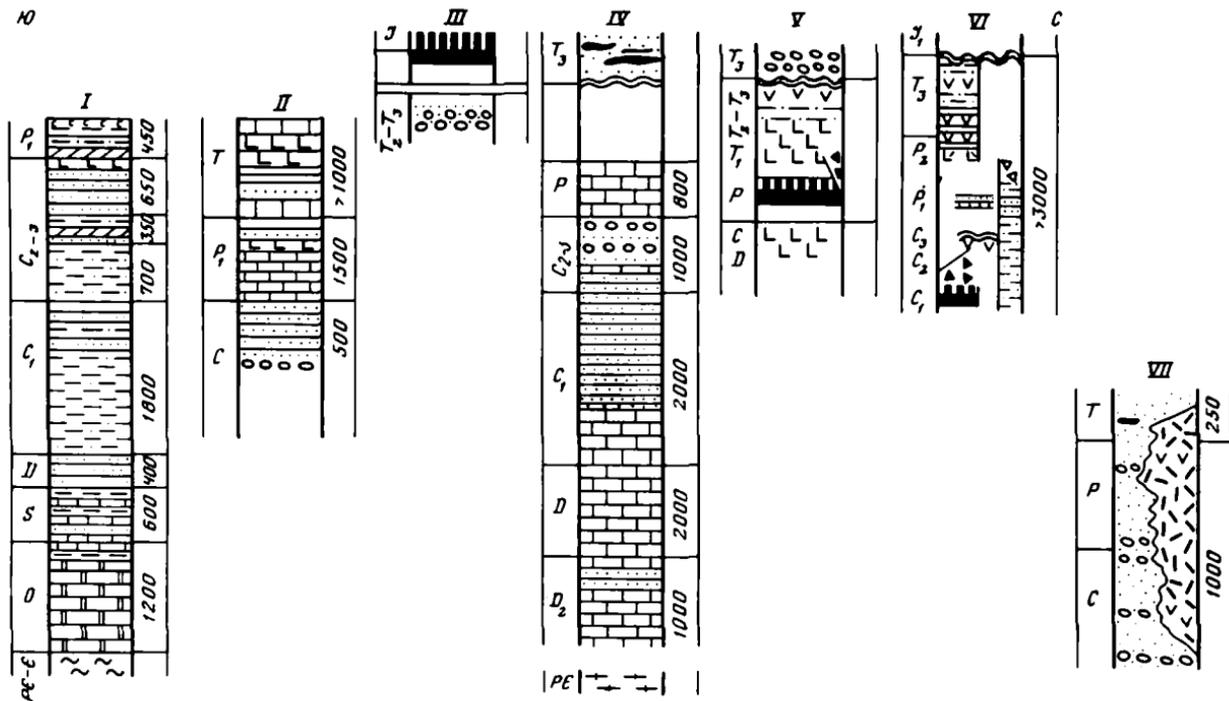


Рис. 6. Сопоставление разрезов по Гималайско-Тибетскому геотранверсу Средиземноморского пояса

I – Гималаи, северный склон Джомолунгмы; II – блок Лхаса (Южный Тибет); III – сutura Гангдза-Нуцзян; IV – блок Джантанг (Северный Тибет); V – сutura верховьев р. Янцзы; VI – Южный Кунь-Лунь и хребет Байя-Хара; VII – Северный Кунь-Лунь

Условные обозначения см. на рис. 3

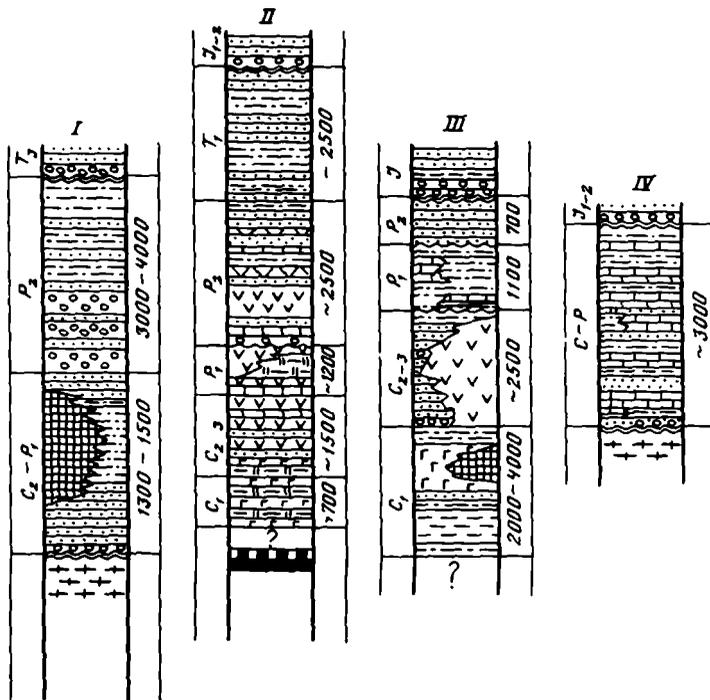


Рис. 7. Сопоставление разрезов вдоль Центрально-Азиатской ветви складчатого пояса, возникшего из Тетиса

I - Даланульско-Лугинтольская зона; II - Солонкерская зона; III - Юго-Восточный Бейшань; IV - Гири́нская зона

Условные обозначения см. на рис. 3

но²-океанических формаций: в пределах Западной и Средней Европы, включая Альпийско-Карпато-Балканскую область, в Понтидах, на Кавказе, в фундаменте Скифской и Туранской плит и в северной части Альпийской области - в узкой полосе поднятий Биналуд и Агдорбанд в Иране, в Северном Афганистане, на Северном Памире, в хребтах Каракорум и Кунь-Лунь. В этих областях описаны комплексы осадочных и магматических образований палеозоя и раннего мезозоя, отвечающие палеотектоническим зонам типа континентального склона и подножья, островных дуг, междуговых бассейнов, краевых морей и т.д., показанные на этих колонках.

Большинство перечисленных районов относится к складчатым герцинидам, то есть к территориям, где континентальная кора сформировалась к середине карбона, как это показано на "Тектонической карте Северной Европы", составленной в Геологическом институте Академии наук коллективом авторов под руководством А.В. Пейве.

Вместе с тем на палеотектонических реконструкциях для конца палеозоя показан огромный океан, следов которого почти не осталось. На это обстоятельство обращали внимание с 70-х годов [26, 33], об этом писал и сообщал в докладе на Геологическом конгрессе в Москве И. Штеклин [24]. Он назвал это противоречие "парадоксом Тетиса" и утверждал, что океанический нео-Тетис, будущие альпиды, не имел сколько-нибудь существенного развития в домеловое время. Если это так, то нарушается полностью та кинематика движений, требуемая теорией тектоники плит, при которой обязательна сопряженность открытия одних и закрытия других океанических пространств.

Авторам представляется, что это кажущееся противоречие. По крайней мере, офиоли-

² Под геосинклинальными формациями авторы понимают комплексы осадочных и магматических пород, формировавшиеся в зонах перехода от океана к континенту.

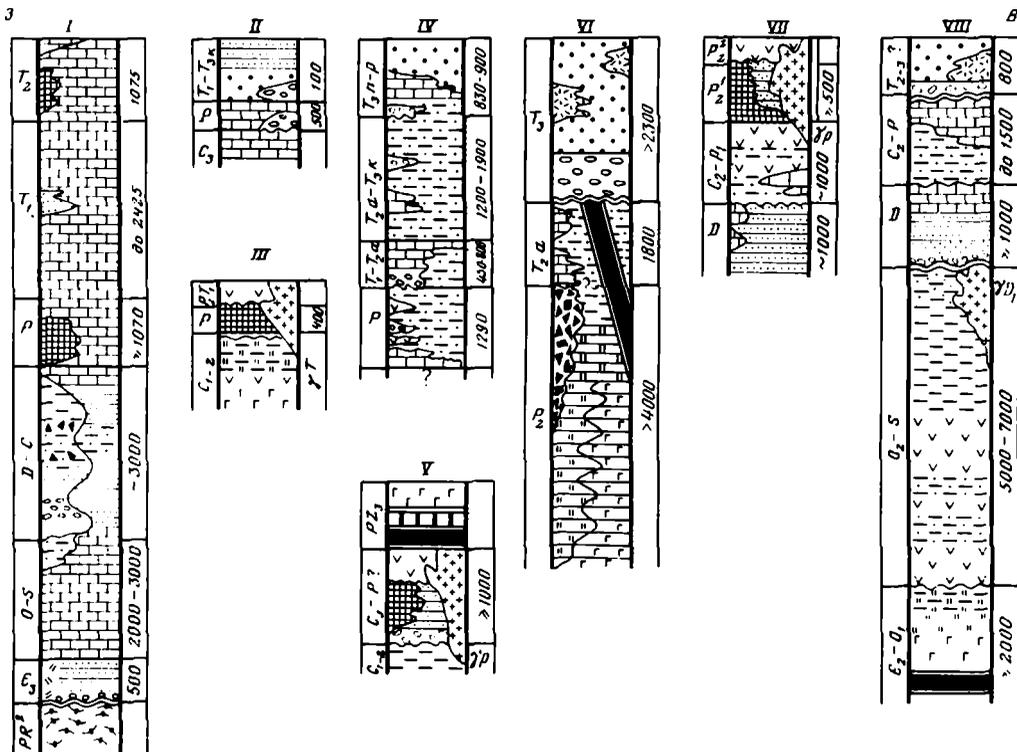


Рис. 8. Сопоставление разрезов вдоль Индокитайского геотранверса Средиземноморского пояса
 I – Восточная Бирма, плато Шан; II и III – Западный Тяншань; IV – Северный Тяншань; V – район Уттарадит; VI – южная часть провинции Юньнань, Китай; VII – район Паклай-Лей; VIII – Северный Лаос и Центральный Вьетнам
 Условные обозначения см. на рис. 3

товые ассоциации позднего палеозоя–раннего мезозоя известны (см. рис. 4, 6, 8) в Индокитае, Южном Китае, Тибете вдоль сутурных зон верховьев Янцзы и Тангла, на Памире и в Центральном Афганистане, в районе г. Кюре в центральных Понгидах [7, 18, 22, 28, 30, 35]. Некоторые геологи находят верхнепалеозойские офиолиты на Малом Кавказе [1,6], хотя обоснованность их фактическим материалом очень ненадежна [4]. Все эти офиолиты приурочены к сутурным зонам палео-Тетиса-II и мезо-Тетиса. Раскрытие палео-Тетиса-II происходило в начале карбона, а закрытие и коллизия ограничивавших блоков с конца перми до конца триаса в индосинийскую эпоху складчатости. Рассмотрение рядов формационных колонок ясно показывает, что океанический бассейн палео-Тетиса существовал на всем протяжении от Индокитая до Анатолии вплоть до середины триаса. Именно изучение истории палео-Тетиса-II привело нас к заключению о большой роли индосинийской складчатости в формировании Евразийского палеоконтинента. В результате замыкания палео-Тетиса и триасового тектогенеза в единый континент были объединены, с одной стороны, Восточно-Европейская и Сибирская платформы и обрамляющие их каледонские и герцинские складчатые области, а с другой – Китайско-Корейская и Южно-Китайская платформы и континентальные блоки Тарима, Северного Тибета, центральных частей Памира, Ирана, Афганистана и Индокитая. По существу, кроме Индии и края Перигондванской области (южные части Анатолии, Ирана, Афганистана и Тибета) и Северо-Востока, это была уже современная Евразия.

Первые расколы начального образования мезо-Тетиса произошли еще в позднем карбоне – ранней перми, но активный рифтогенез начался в конце перми и в триасе.

Океаническая кора, судя по возрасту офиолитов, образовывалась с триаса до начала мела. Закрытие этого бассейна и коллизия обрамляющих его континентальных блоков произошли в конце раннего – начале позднего мела.

Крупные перемещения материковых блоков и существование разделяющих их океанических пространств, равно как и былая разобщенность ряда микроконтинентов, ныне сближенных в структуре Средиземноморского пояса, находят подтверждение в данных палеобиогеографии. Проиллюстрируем это на ряде примеров.

Много интересного дает зоогеография пермского периода по фораминиферам, брахиоподам, гониатитам. Реконструкция А. и Ж. Термье [34] для позднего карбона – начала перми в восточной части Средиземноморского пояса показывает океанический залив, разделяющий Лавразию и Гондвану. Южный Афганистан, Соляной Кряж, Гималаи, а также Австралия составляли край "холодной" Гондваны. Исследования Э.Я. Левена [12] на территории Афганистана и Памира показали, что комплексы фораминифер низов нижней перми к северу и югу от Главного Гиндукушского разлома, встреченные в настоящее время очень близко друг от друга и почти не содержащие общих форм, формировались в разных климатических поясах и должны были в раннепермскую эпоху находиться на значительном удалении, разделяясь позднепалеозойским Тетисом. Южноафганские и южнопамирские фораминиферы были холодноводными, что подтверждается литологическими наблюдениями и объясняется широким оледенением Гондванского материка. "Австралийский" облик сакмарско-артинских пелеципод и брахиопод базардаринской свиты Юго-Восточного Памира отмечает В.П. Новиков [15]. Известны в базардаринской свите и пачки валунных конгломератов, напоминающие ледниковые образования. Подобная же закономерность отмечена в Афганистане французскими исследователями и для башкирского века – теплое море на юге Гиндукуша отсутствовало, а на его северном склоне тепловодная микрофауна продолжала развиваться вплоть до перми [29].

В Тибете, по последним данным китайских исследователей [18, 21, 28], каменноугольные и нижнепермские отложения со специфической холодноводной фауной (*Stepanoviella*, *Lytvolasma*) распространены вплоть до блока Джантанг (Северный Тибет) и достигают южных склонов Каракорума. Внетропическая гондванская (глоссоптерисовая) флора ранней перми известна в Центральных Гималаях и на востоке блока Джантанг. В этой же области отмечается для конца карбона – начала перми распространение ледниковых и гляциально-морских отложений гондванского типа. К северу от сутуры верховьев р. Янцзы (след закрытия палео-Тетиса-II) позднекарбонная – раннепермская фауна и флора представлена главным образом теплолюбивыми формами, относящимися к катазиатской биогеографической провинции.

Обратим внимание на то, что в настоящее время все эти области сближены и находятся далеко к северу от современного экватора. Китайские данные позволяют проследить в течение перми миграцию растительных сообществ, связанную, вероятнее всего, с перемещением континентальных блоков в северном направлении.

Еще более интересные данные получены недавно М.В. Дуранте в Геологическом институте Академии наук СССР [8]. Ею была детализирована карта фитогеографического районирования Евразии для конца ранней перми и кроме палеофлористических царств (Ангарского, Катазиатского, Евразийского и Гондванского) показаны границы палеофлористических областей Ангариды – Сибирской и Субангарской. При этом на ее схеме южная граница Ангарского царства в точности следует сuture палео-Тетиса-II. М.В. Дуранте обращает внимание на отсутствие смешанных ангарско-катазиатских комплексов флоры в пограничной полосе при небольшом удалении (200 км) соответственно наиболее южных и наиболее северных местонахождений чисто ангарских и чисто катазиатских растений. Полное срезание сuture палео-Тетиса-II Субангарской области, простирающейся от Белого моря до Казахстана, Тянь-Шаня и Западной Монголии, подтверждает вторичность современной границы Ангариды и Катазии. В начале перми эти два царства располагались на разных континентах и разделялись крупным океаническим бассейном (см. рис. 10).

Более того, эта работа позволяет независимым методом дать количественную оценку ширины палео-Тетиса: она должна быть примерно равна ширине Субангарской области, то есть не менее чем 1000 км, или превосходить эту величину.

На карте фитогеографического районирования Евразии для конца поздней перми внешняя Среднеевразийская область Ангариды уже протягивается широкой полосой как вдоль западной, так и вдоль южной границы палеофлористического царства. Это свидетельствует о том, что палео-Тетис-II в это время уже стал преодолимым для растений, то есть значительно сократился в своих размерах. Об этом говорит и взаимное проникновение ангарских растительных элементов к югу, а катазиатских к северу [8]. Две обсуждаемые схемы для ранней и поздней перми разделены периодом примерно в 20 млн лет. При скоростях субдукции (предположительно равных скоростям спрединга в мезозойско-кайнозойских океанах) в 2, 5 и 10 см/год сокращение палео-Тетиса составит за этот период 400, 1000 или 2000 км.

В западном направлении в соответствии с реконструируемым клиновидным сужением позднепалеозойского палео-Тетиса II климатическая контрастность между Северо-Тетической тропической и Южно-Тетической внетропической провинциями должна была уменьшаться, что и подтверждается постепенным исчезновением различий между фузуллинидовыми сообществами в этом направлении. В Кавказском секторе, где палео-Тетис был значительно уже, некоторые представители Северо-Тетической провинции, включая швагериниды, появляются на южном его краю – на Эльбурсе, в Сванетии. Этим же обстоятельством можно объяснить присутствие сврамерийской флоры карбона на Закавказском массиве [3]. Применение палеобиогеографического метода сталкивается и с рядом трудностей. Так, по данным С.С. Карапетова, В.Л. Лелешуса и И.И. Сониной [11], Иран, Афганистан и Южный Памир в раннем палеозое располагались далеко к югу от экватора, вероятнее всего на краю Гондваны, в связи с чем там отсутствуют ордовикские кораллы, а раннесилурийские встречаются редко. Расположенные в настоящее время близко к Южному Тянь-Шаню – области широкого распространения теплолюбивых рифостроителей, – эти районы должны были прежде отделяться от нее какой-то значительной по размерам зоной. Такой зоной не мог быть океанический палео-Тетис-I, так как его сутура располагается к северу от Южного Тянь-Шаня и Алая. Не мог быть ею и палео-Тетис-II, открывшийся в начале раннего карбона.

Принимая во внимание, что на Центральном и Северном Памире, в северной и средней частях Афганистана, как и на Южном Тянь-Шане, развиты единообразные карбонатные толщи верхнего силура и девона, которые должны были принадлежать к единой палеотектонической области типа обширного шельфа, искать объяснение вышеприведенным палеобиогеографическим данным надо либо в значительном (1000 км) сокращении краевого пространства Гондваны в результате герцинского, киммерийского и альпийского тектогенезов, либо в особенностях палеоклиматической зональности ордовика–силура, либо в построениях гипотезы расширяющейся Земли.

Теперь перейдем к палинспастическим реконструкциям. К настоящему времени накопилось уже достаточно палеомагнитных данных для того, чтобы определить в первом приближении положение в фанерозое основных материковых глыб на поверхности Земли. Выполнено несколько реконструкций, из которых наиболее достоверными для палеозоя и раннего мезозоя являются реконструкции Ч. Скотиза и др. [30], а у нас Л.П. Зоненшайна и др. [9]. Их мы взяли за основу. На нескольких картах (рис. 9–12). Средиземноморский пояс занимает пространство между Лавразийскими и Гондванскими "землями" либо в виде сплошного коридора, либо в виде залива от Тихого океана к западу. К сожалению, крайне недостаточно палеомагнитных данных для тех небольших блоков (бывших микроконтинентов), которые слагают современную мозаику структуры Средиземноморского пояса. Известные авторам нанесены на карты, и в соответствии с ними и с геологическими данными определено положение отдельных микроконтинентов. На картах показаны также основные палеогеодинамические элементы: предполагаемые оси спрединга, зоны субдукции, сутуры, трансформные разломы. На рис. 9 дана реконструкция для раннего девона. Палео-Тетис-I образует субширотный

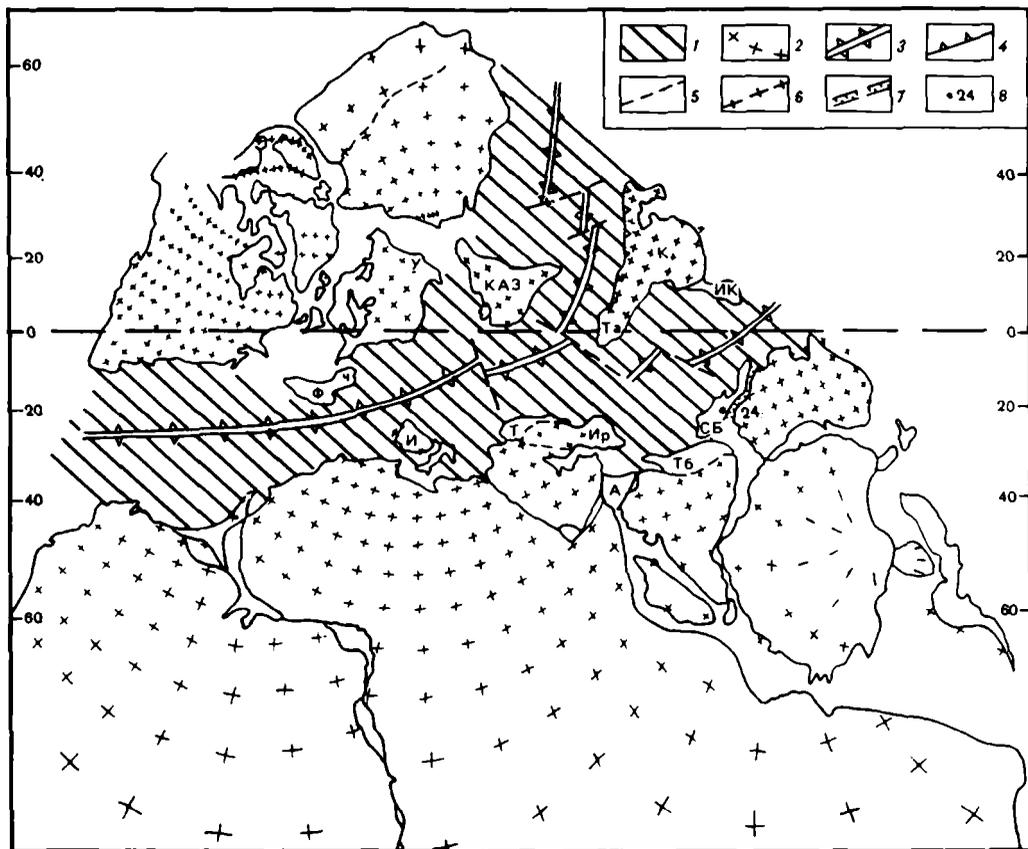


Рис. 9. Палеотектоническая реконструкция для раннего девона

1 – океанический бассейн палео-Тетис-I; 2 – континенты и микроконтиненты; 3 – предполагаемые оси спрединга; 4 – зоны субдукции; 5 – трансформные и прочие разломы; 6 – сuture; 7 – рифты; 8 – палеомагнитная широта; Каз – Казахстан, К – Китай, ИК – Индокитай, СБ – Сибирь-Бирманья, Тб – Тибет, Ир – Иран, Та – Тарим, Т – Турция, И – Испания, Ф – Франция, Ч – Чехословакия, У – Урал, А – Афганистан

коридор, разделяющий материки северного и южного ряда. В средней части он сливается с Туркестано-Уральским океаном [2] и дает ответвление между Казахским микроконтинентом и Сибирью. Китайский континент объединен с частью Индокитая, Сибирь-Бирманья расположена около Австралии, Тибет рядом с Индией.

На рис. 10 показана реконструкция через 100 млн лет для конца карбона–начала перми. Палео-Тетис-I (на отдельных участках только его краевые бассейны) закрылся. На схеме изображена соответствующая ему сutura. Палео-Тетис-II образует две ветви на востоке. Сибирь-Бирманья только что оторвалась от Австралии, расколы и образование рифтов происходят на Тибетско-Гималайской окраине Гондваны. Окраинно-континентальный Евразийский вулканоплутонический пояс [13] маркирует южную окраину Евразии андского типа. Обе границы Субангарской флористической области отклонены на востоке к северу, вероятно, под влиянием смягчающего морского климата.

На рис. 11 для конца перми–начала триаса наиболее интересной является расположенная почти посередине океанического пространства Тетиса цепь микроконтинентов Анатолии и Северного Ирана, Среднего Афганистана, Центрального Памира, Тибета, Сибирь-Бирманьи. Она разделяет океанические бассейны палео-Тетиса-II и мезо-Тетиса. Восточные материки и микроконтиненты сближены и близко подошли к палео-Евразии. Здесь также хорошо просматриваются мосты, по которым катазиатская флора в конце перми мигрировала с востока на запад в пределы Анатолии и Аравии.

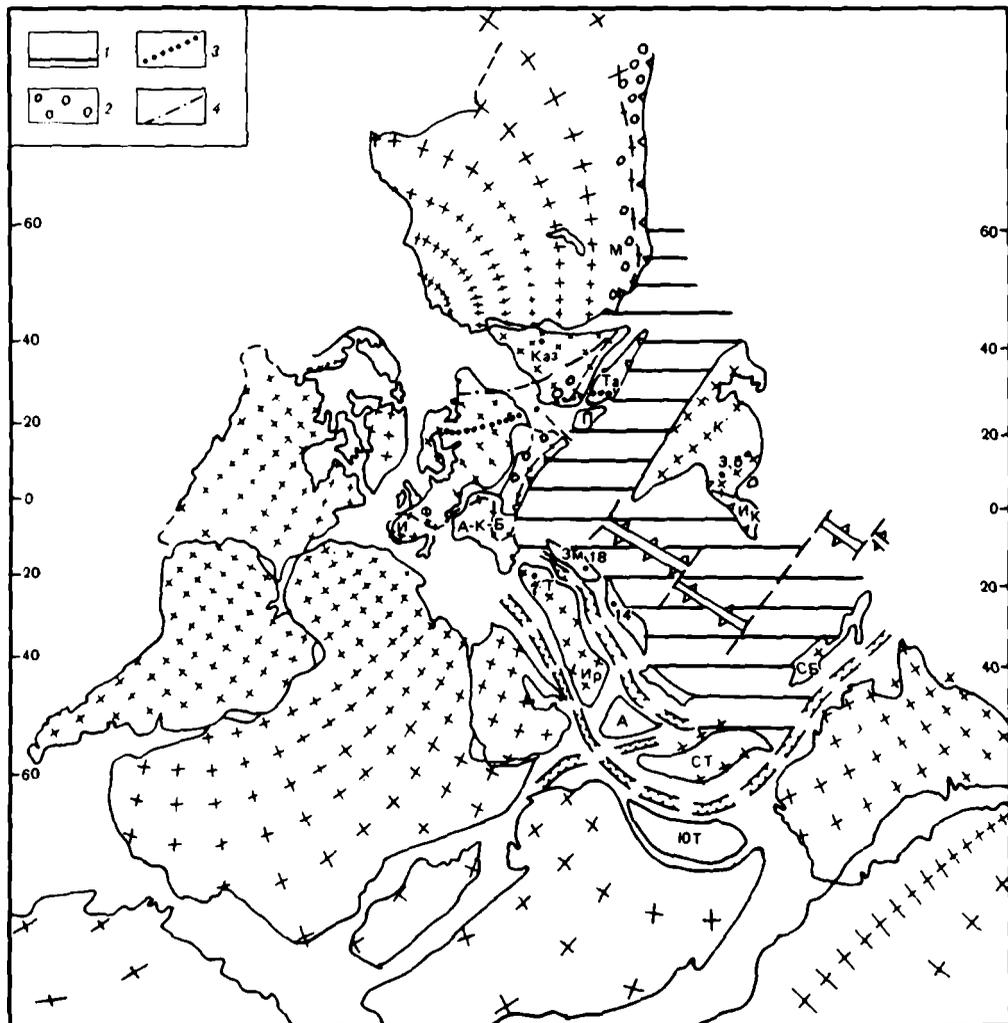


Рис. 10. Палеотектоническая реконструкция для конца карбона - начала перми

1 - океанический бассейн палео-Тетис-II; 2 - окраино-континентальный Евразийский вулканотектонический пояс; 3 - граница Евразийского (южнее) и Ангарского флористических царств; 4 - граница Субангарской (южнее) и Сибирской флористических областей; М - Монголия, П - Северный Памир, СТ - Северный Тибет, ЮТ - Южный Тибет, Зм - Закавказский массив, А-К-Б - Альпийско-Карпато-Балканская область.

Прочие условные обозначения см. на рис. 9

Близкую реконструкцию в другой проекции для этого времени даст Дж. Шенгер [31]. Он также показывает закрывающийся палео-Тетис и открывающийся нео-Тетис, которые разделяются так называемым Киммерийским континентом. Океанический бассейн Тангла, разделяющий Северный и Южный Тибет, соответствует нашему мезо-Тетису.

На рис. 12 дана реконструкция для конца триаса (220 млн лет). Размещение континентов на меркаторской проекции выполнено в Институте океанологии АН СССР на ЭВМ ИР-3000 М.В. Кононовым. Это время индосинийских деформаций. На объединенной палео-Евразии показаны сутуры палео-Тетиса-II. Мезо-Тетис максимально открылся, а южнее вдоль северной границы Гондваны образуются рифты зарождающегося нео-Тетиса.

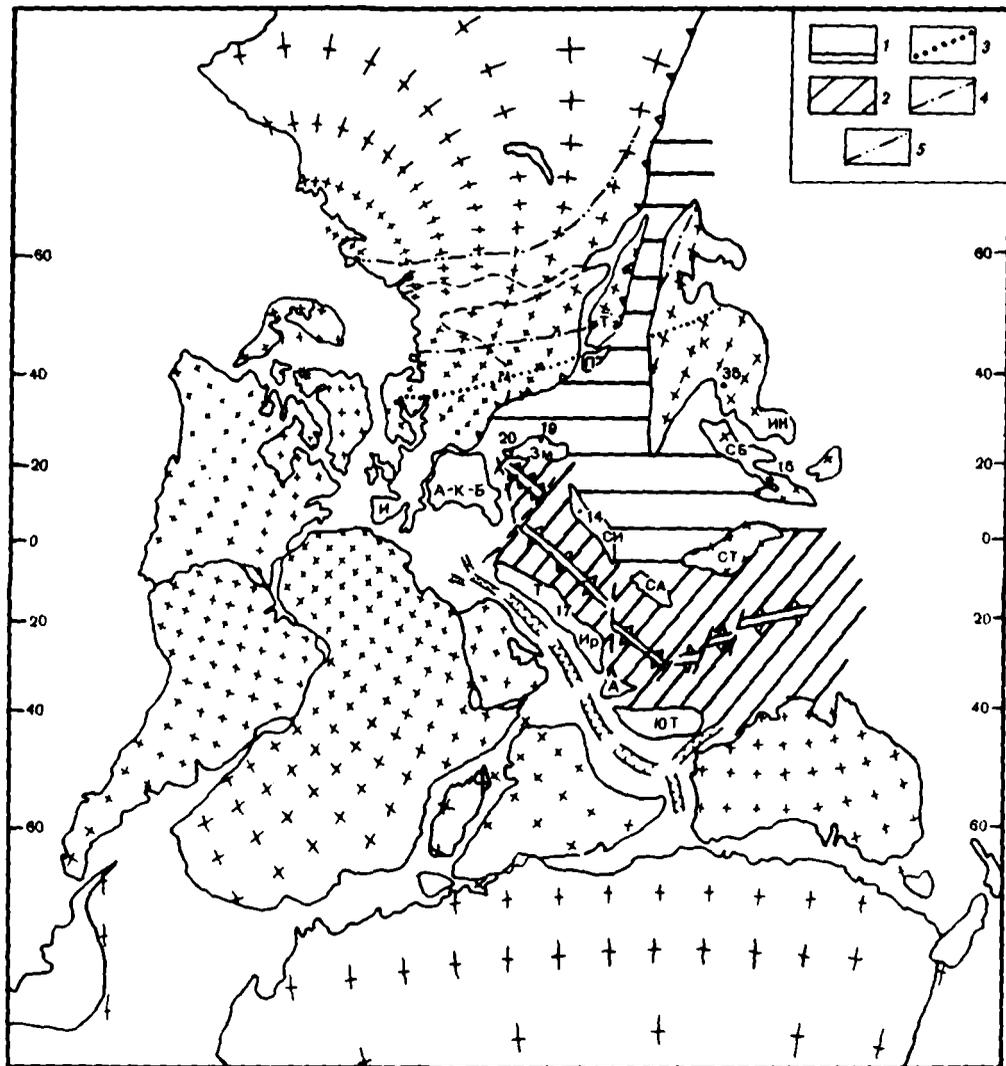


Рис. 11. Палеотектоническая реконструкция для конца перми - начала триаса
 1 - океанический бассейн палео-Тетис-II; 2 - океанический бассейн мезо-Тетис; 3 - граница царств: Антарктического (севернее) и Атлантического в Евразии и Катазиатского и Гобийского в Китае; 4, 5 - границы флористических областей внутри Антарктического царства; СА - Средний Афганистан и Центральный Иран; СИ - Северный Иран
 Прочие условные обозначения см. на рис. 9 и 10

В заключение хотелось бы подчеркнуть некоторые выводы.

1. История развития Средиземноморского пояса характеризуется возникновением, эволюцией и исчезновением нескольких последовательно сменявшихся во времени океанических бассейнов. Это были достаточно крупные бассейны с корой океанического типа - гомологи современных океанов. Они отделяли в течение фанерозоя северные Евразийские континенты от южных Гондванских, и вдоль них прослеживаются, по геологическим данным, палеоокраины, подобные окраинам современных материков.

2. В палеогеографическом смысле ту же ситуацию можно рассматривать как перманентное существование на месте Средиземноморского пояса океана, в котором океаническая кора палео-Тетиса сменялась океанической корой мезо-Тетиса и затем нео-Тетиса, то есть происходило постоянное обновление океанической коры.

- гранито-гнейсовых массивов Альпийской складчатой области // Тектоника срединных массивов. М.: Наука, 1976. С. 117–136.
6. *Гасанов Т.А.* О возрасте офиолитов и самостоятельности габбро-диабазового комплекса Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа // Геотектоника. 1979. № 5. С. 80–97.
 7. *Гатинский Ю.Г.* Латеральный структурно-формационный анализ. М.: Недра, 1986. 195 с.
 8. *Дуранте М.В.* Проблема палео-Тетиса в свете фитогеографических данных // Проблемы стратиграфии и исторической геологии. М.: Изд-во МГУ (в печати).
 9. *Зененшайн Л.П., Кузьмин М.И., Кононов М.В., Горюничский А.М.* Палеозойские океаны: попытка абсолютных реконструкций // 27-й МГК. Палеоокеанология. Коллоквиум К. 03. 4–14 авг. 1984 г. Доклады. Т. 3. М.: Наука, 1984. С. 35–45.
 10. *Иванов Ж., Московски С., Колчева К., Димов Д., Клайн Я.* Геологическое строение Центральных Родоп // Geol. Balc. 1984. Т. 14, № 1. Р. 3–42.
 11. *Карапетов С.С., Лелешус В.А., Сонин И.И.* Стратиграфия и табуляты силура Афганистана // Бюл. МОИП. 1975. Отд. геол. Т. 50, Вып. 4. С. 95–106.
 12. *Левен Э.Я., Шерболич С.Ф.* Фузулиниды и стратиграфия ассельского яруса Дарваза. М.: Наука, 1978. 163 с.
 13. *Моссаковский А.А.* О верхнепалеозойском вулканическом поясе Европы и Азии // Геотектоника. 1970. № 4. С. 65–77.
 14. *Муратов М.В.* Происхождение материков и океанических впадин. М.: Наука, 1975. 176 с.
 15. *Новиков В.П.* К вопросу о возрасте базардаринской серии на Юго-Восточном Памире. М., 1977. 26 с. Деп. в ВИНТИ 06.07.77, № 2190–77.
 16. *Пейве А.В.* Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника. 1969. № 4. С. 5–23.
 17. *Пейве А.В., Книппер А.Л., Марков М.С.* и др. Формирование земной коры континентов: Тез. докл. // Геотектоника. 1985. № 3. С. 75–76.
 18. *Сяо Суйчан, Гао Яньлинь.* Тектоническая эволюция Тетис-Гималаев в Китае // 27-й МГК. Тектоника Азии. Коллоквиум К. 05. Доклады. Т. 5. М.: Наука, 1984. С. 150–158.
 19. Тектоническая расчлененность литосферы. М.: Наука, 1980. 216 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 343).
 20. *Хуан Цицинь.* Новые данные по тектонике Китая // 27-й МГК. Коллоквиум К. 05. Тектоника Азии. Коллоквиум К. 05. Доклады. Т. 5. М.: Наука, 1984. С. 11–24.
 21. *Чан Чэнфа, Пань Юйчэнь.* Предварительный синтез геологического строения Цинхай-Шиззянского (Тибетского) плато // 27-й МГК. Коллоквиум К. 05. Тектоника Азии. Доклады. Т. 5. М.: Наука, 1984. С. 159–174.
 22. *Швальман В.А.* Мезозойский офиолитовый комплекс на Памире // Геотектоника. 1980. № 6. С. 72–81.
 23. *Шевченко В.И.* Происхождение структур горизонтального сжатия в складчатом сооружении (на примере Большого Кавказа). М.: Наука, 1984. 159 с.
 24. *Штеклин Й.* Орогенез и эволюция Тетиса на Среднем Востоке: Оценка современных представлений // 27-й МГК. Коллоквиум К. 05. Тектоника Азии. Доклады. Т. 5. М.: Наука, 1984. С. 53–69.
 25. *Штилле Г.* Ассинская тектоника в геологическом лике Земли. М.: Мир, 1968. 255 с.
 26. *Argiriadis J.* Le permien alpine-méditerranéen à la charnière entre l'hercynien et l'alpin: Thèse doct. sci. Orsay, 1978. Vol. 1. P. 302; Vol. 2. P. 190.
 27. Field Guide. ICGP Project N 5 "Correlation of Prevariscan and Variscan Events of the Alpine - Mediterranean Mountain Belt". Field Meeting in Greece, 1984. Sept. 17–23. Athens, 1984. P. 62.
 28. *Ziwen H., Rulong Yu.* et al. The Kunlun-Bayan Har sea and its relation to evolution of Tethys // Inst. Geol. and Miner. Res. Geol. Bureau Sichuan. Proc. 1983. P. 25–41.
 29. *Montenat Chr., Vachard D., Termier G.* L'Afghanistan et le domaine gundwan: différenciation paléogéographique au Permo-Carbonifère // Ann. Soc. géol. Nord. 1977. Vol. 97. P. 287–296.
 30. *Scotese Ch.R., Bambach R.K., Barton C., Van der Voo R., Ziegler A.M.* Palaeozoic base maps // J. Geol. 1978. Vol. 87, N 3. P. 217–277.
 31. *Sengör A.M.C.* The Cimmeride orogenic system and the tectonics of Eurasia: products of the closure of Paleo-Tethys // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1984. N 195. P. 82.
 32. *Sengör A.M.C., Yilmaz Y., Sungurlu O.* Tectonics of the Mediterranean Cimmerides: nature and evolution of the Western termination of Paleotethys // Geological Evolution of the Eastern Mediterranean / Ed. J.E. Dixon, R.H.F. Robertson. L.: Geol. Soc. London Spec. Pub., 1985. P. 117–152.
 33. *Smith A.G.* Alpine deformation and the oceanic areas of the Tethys, Mediterranean and Atlantic // Geol. Soc. Amer. Bull. 1971. Vol. 82. P. 2039–2070.
 34. *Termier H., Termier G.* Configuration de la Téthys en connexion avec la Gondwanie au Paléozoïque supérieur // C. r. Acad. sci. D. 1976. Vol. 283, N 2. P. 387–446.
 35. *Yilmaz Y., Sengör A.M.C.* Palaeo-Tethyan ophiolites in northern Turkey: petrology and tectonic setting // Ophioliti. 1985. Vol. 10. P. 38–63.

И.П. Гамкрелидзе, А.Л. Книппер

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУРЫ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА В МЕЗОЗОЕ И КАЙНОЗОЕ

Уже более ста лет, вслед за Эдуардом Зюссом, морское пространство, отвечающее рассматриваемому нами складчатому поясу, именуется Тетисом. Долгое время о нем существовало представление как о вытянутом эпиконтинентальном морском бассейне, зародившемся в поздней перми—триасе и отличающемся от прочих морских областей своеобразными фациями и фауной. Считалось, что в пределах Тетиса на континентальной коре последовательно закладывались и развивались многочисленные геосинклинальные области и системы, которые в разное время испытывали сжатие и превращались в разновозрастные складчатые сооружения. Примечательно, что уже в ранних построениях сжатие и инверсию Тетиса связывали со сближением Гондваны и Евразии. Это были вдохновленные идеями А. Вегенера мобилистские построения Э. Аргана и Р. Штауба.

Значительный вклад в познание эволюции Тетиса был внесен советскими учеными М.В. Муратовым, В.Е. Хаиным и В.В. Белоусовым, которые показали всю сложность внутреннего строения и развития возникающего из него Средиземноморского складчатого пояса.

Возрождение мобилистских представлений в форме концепции тектоники плит привело к совершенно новой трактовке понятия Тетис. С позиции данной концепции — это океан, дно которого сложено океанской корой и выстлано океанскими осадками, уничтоженный в результате сближения двух совершенно различных по характеру континентальных окраин, отстоявших друг от друга до их столкновения на несколько тысяч километров. Рождение этой гипотезы не случайно. Она основана на давно уже известных геологических данных, переосмысленных за последние 10–15 лет с позиций актуализма. Эти данные и особенно новое понимание офиолитового комплекса как реликта океанской коры геологического прошлого позволяют охарактеризовать этот океанский бассейн с качественной стороны, что было недавно продемонстрировано В.Е. Хаиным [16]. Однако эта группа фактов не дает ответа на вопрос о ширине и конфигурации Тетиса. Количественную характеристику мезозойского Тетиса можно получить лишь при использовании палеокинематического и палеомагнитного методов, родившихся в недавнем прошлом и получивших широкое признание.

В настоящее время при восстановлении истории развития относительно крупного региона только совместное использование качественных и количественных методов позволило осуществить в какой-то степени правдоподобную палинспастическую реконструкцию.

Авторы настоящей работы, не претендуя на оригинальность и создание новой палинспастической модели мезозойского Тетиса, постарались показать, к каким выводам может привести последовательное использование и осмысление ряда данных, полученных геологами в разное время и различными методами.

МЕЗОЗОЙСКИЕ ОКРАИНЫ ТЕТИСА

В современной структуре Альпийской складчатой области четко выделяются две огромные зоны, протягивающиеся от северного побережья Африки и Альп на западе до Омана на востоке. История их развития в мезозойское время существенно различна, хотя в настоящее время они непосредственно соприкасаются друг с другом и разделены офиолитовой сутурой, ширина которой в некоторых местах составляет лишь несколько километров. По строению и истории развития эти две зоны можно сравнить с современными континентальными окраинами пассивного и активного типов.

Пассивная окраина. В пределах этой области, охватывающей северную окраину Африкано-Аравийской и самую западную часть Евразийской плит, начиная с позднего триаса, а на востоке – с поздней перми, формировалась гигантская по протяженности (8000 км) континентальная окраина; в ее пределах мощные мелководные комплексы осадков (преимущественно известняки и доломиты) в северном направлении сменялись все более глубоководными отложениями – сначала наннопланктоновыми известняками с нодулями кремней, а затем и биомикритами и радиоляритами. Процесс погружения континентальной окраины устанавливается не только вкосте ее простирания, т.е. в пространстве, но и по вертикали, т.е. во времени. Так, в разрезе какого-либо определенного региона наиболее древние отложения мезозойского возраста (например, триаса–ранней юры), всегда менее глубоководны, чем осадки средней–верхней юры, которые, в свою очередь, сменяются еще более глубоководными фациями раннего мела [19].

Построена эта континентальная окраина на всем своем протяжении удивительно одинаково. Внутри нее выделяются зоны глубоких депрессий (желобов, по терминологии французских геологов), в которых в глубоководных условиях ниже уровня карбонатной компенсации накапливаются маломощные конденсированные кремнисто-глинистые серии. Это Пиндский желоб Динаро-Эллинид, прослеживающийся на восток вплоть до о-ва Родос, зона Пичакун Загроста и часть серии Хавасина Омана. С севера эти желоба обычно ограждались областями поднятий – хребтов, для которых характерно присутствие отложений зоны фотосинтеза или наличие рифогенных построек. Они отделяли зоны депрессий с конденсированным типом осадконакопления от еще более глубоководных толщ, располагавшихся мористее. К категории таких поднятий может быть отнесена зона Гаврово-Эллинид и так называемые области “экзотических глыб” Загроста и Омана [27]. Склоны этих поднятий, направленные в сторону открытого моря, были очень круты, а вдоль их подножья происходило накопление турбидитных серий. По аналогии с современными побережьями Атлантики, с которыми они имеют удивительное сходство, можно предполагать, что эти “хребты” были расположены на бровке континентального склона (рис. 1). Приведенные выше примеры охватывают северную часть Африкано-Аравийского континента. Весьма близкое строение имела и евразийская окраина в пределах современных Западных Альп, где с севера на юг в юрское и раннемеловое время выделялись следующие области осадконакопления: мелководный шельф (Дофинейская зона), глубоководный желоб (Суббриансонская зона), поднятие с мелководными осадками (Бриансонская зона), внутренний склон поднятия и его основание (Пьемонтская зона [22]). Процесс образования этой пассивной окраины в мезозое сопровождался ее раскалыванием и формированием базальтовых серий. В истории этой пассивной окраины выделяются два этапа. Первый, среднепозднетриасовый, охватывает как южную (Динариды, Кипр, Сирия, Оман), так и северную (Альпы) пассивные окраины и представлен толечтовыми и известково-щелочными сериями [30]. Второй, раннемеловой, известен лишь в обрамлении Африкано-Аравийской платформы (Кипр, Сирия) и представлен щелочными базальтами. По тектоническому положению все эти изверженные породы близки к палеогеновым вулканитам плато Рокуолл, формирование которых обычно связывают с процессом открытия Северной Атлантики.

Активная окраина. Северная окраина Тетиса, отвечающая южной части Евразийского континента, имела довольно сложное строение, и местами ее палеогеография была весьма схожа с активной континентальной окраиной западно-тихоокеанского типа.

Признаки существования активной окраины проявляются здесь уже в триасе, когда возникает Северо-Кавказско-Туркменско-Северо-Афганский вулканоплутонический пояс [15], наследующий в какой-то мере еще более обширный позднепалеозойский окраинный пояс известково-щелочных вулканитов, протягивающихся от Пиренеев на западе до Северо-Восточного Китая на крайнем востоке [11]. Развитие триасового пояса соответствует по времени образования Крымско-Кавказско-Копетдагскому

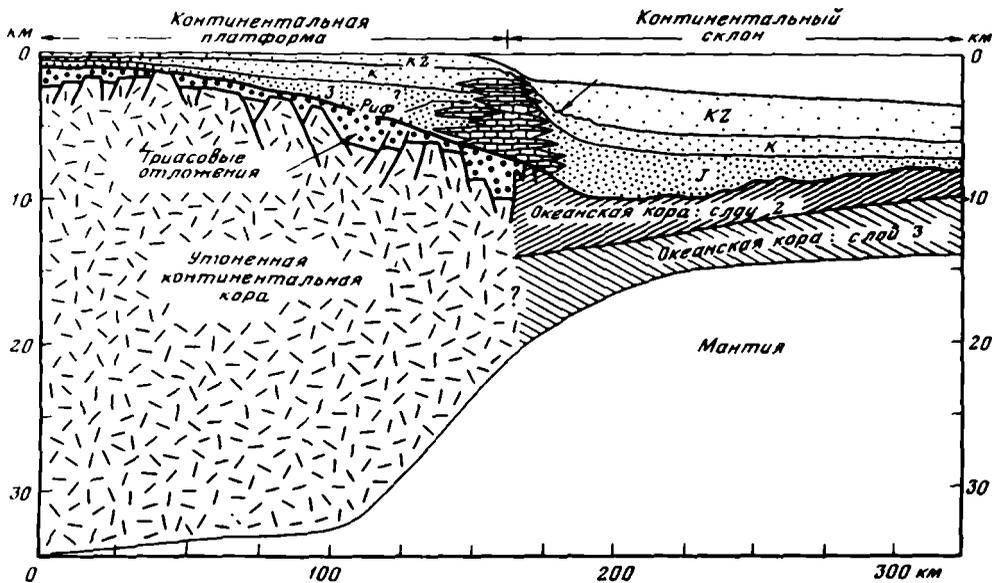


Рис. 1. Профиль Атлантического берега США у Кейп Кода [21]

Два седиментационных бассейна (на шельфе и на склоне) разделены коралловой постройкой, развивавшейся до позднего мела

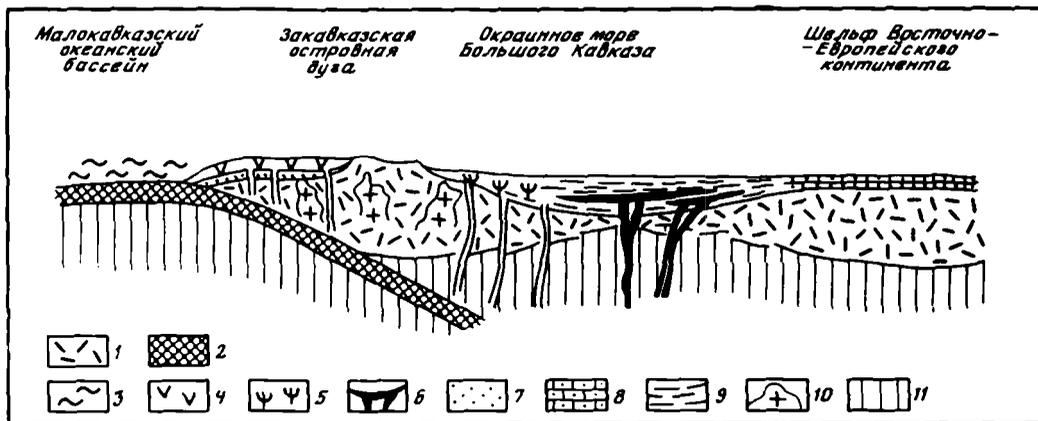


Рис. 2. Палеотектонический профиль Кавказа для конца средней юры

1 - консолидированная континентальная кора; 2 - океанская кора; 3 - глубоководные осадки на океанской коре; вулканиды: 4 - известково-щелочные, 5 - шошонитовые, 6 - толеит-базальтовые; морские осадки: 7 - мелководные терригенные, 8 - мелководные карбонатно-терригенные, 9 - глубоководные терригенно-глинистые; 10 - интрузии гранитоидов; 11 - мантия

бассейну типа окраинного моря, заложение которого сопровождалось существенным растяжением и утонением континентальной коры [8]. Однако наиболее полно активная окраина Тетиса проявила себя в юре и в раннем мелу. Ярким тому примером может служить район Большого и Малого Кавказа (рис. 2). Здесь в юре-раннем мелу к северу от Малокавказского океанского бассейна могут быть выделены все основные структурные элементы континентальной окраины западно-тихоокеанского типа [1]: Закавказская островная дуга с мелководно-морским осадконакоплением и проявлением известково-щелочного вулканизма и гранитоидного плутонизма; глубоководный бассейн окраинного моря Большого Кавказа, заполненный мощной терригенно-сланце-

вой формацией с лейасскими и байосскими базальтами, а выше флишем, и на севере – шельф Восточно-Европейского континента, представленный мелководными терригенно-карбонатными осадками.

Островодужные серии Малого Кавказа (Сомхето-Агдамской и Кафанской зон) продолжались непосредственно в восточную часть Понтида (Келькит-Бейбуртская полоса), где они также прорваны плагногранитами позднеюрско-раннемелового возраста.

Похожая картина наблюдалась и внутри Вардарской зоны Динарида [29], где в юрское время вдоль окраины Сербско-Македонского массива выделялись с востока на запад следующие зоны: Пеонияс – 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; Пайкон – юрская островная дуга, в которой породы спилито-кератофировой серии и щелочные риолиты ассоциировали с неритовыми осадками [14].

Подобного рода формации, одновозрастные океанскому 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.

К категории активных окраин андийского типа в юрское и меловое время, очевидно, относилась и Сенендедж-Сирджанская, или Хамаданская, зона Ирана.

Таким образом, значительные территории вдоль северной окраины Тетиса в юре и раннем мелу имели большое сходство с окраинами активного типа. Подобная картина характерна и для динаро-гималайской части Тетиса.

Анализ эволюции мезозойско-кайнозойского вулканизма Кавказа и сопредельных областей Средиземноморского пояса (Болгария, Турция, Иран) показал [9], что в течение юрско-раннемелового, альбско-позднемелового и палеогенового вулканических циклов активная окраина маркируется контрастной парой вулканических поясов – известково-щелочным андезитовым поясом островодужного типа, большей частью с четко проявленной северной полярностью, и расположенными в тылу последнего базальтовыми сериями окраинных и интрадуговых бассейнов.

В условиях продолжающейся континентальной коллизии, андезитовые пояса полностью сохраняют латеральную петрохимическую зональность и другие петрохимические особенности, характерные для вулканических серий активных окраин [9]. Вместе с тем в местах максимального раздавливания Средиземноморского пояса возникают, видимо, крупные поперечные разломы, которые обуславливают проникновение вулканизма глубоко внутрь континентальных массивов [4].

Таким образом, в современной структуре Альпийской складчатой области четко выделяются две зоны, одна из которых весьма близка по своему строению к современным окраинам атлантического типа, а другая имеет определенное сходство с западной окраиной Тихого океана. В настоящее время эти гигантские по протяженности области непосредственно смыкаются друг с другом.

Естественно, встает вопрос: разделялись ли в прошлом эти две области значительным морским пространством, как это имеет место в современной структуре Земли?

Частичный ответ на этот вопрос может быть дан при использовании палеобиогеографических и палеофациальных данных, базирующихся на анализе характера осадко-накопления, фаунистических и флористических сообществ. Рассмотрим некоторые из них.

Известно, что единая зона угленакопления в позднем триасе—ранней юре протягивалась вдоль южной окраины Евразийского континента от Восточных Альп на западе через Южную Румынию и Балканы, через Восточные Понтиды и Малый Кавказ до Внешнего Загроса на востоке. Накопление угленосных толщ происходило в условиях гумидного климата и сопровождалось выносом большого количества терригенного материала, транспортируемого реками [19]. Северная окраина Африкано-Аравийского континента и западное окончание Лавразии в это же время располагались в условиях аридного климата. Об этом свидетельствуют характер осадков (доломиты, эвапориты) и присутствие в этих породах зерен кварца с золотой штриховкой, что говорит о том, что еще южнее располагалась пустыня [19]. Практически полное отсутствие здесь терригенных отложений в это время, по мнению тех же авторов, свидетельствует об отсутствии рек, которые бы достигали морского бассейна и сгружали бы в него выносимый материал.

Однако в современной структуре Альпийской складчатой области эти две фациальные зоны непосредственно контактируют друг с другом и какие-либо фациальные переходы между ними отсутствуют. Приведенные факты, во-первых, могут говорить о том, что области гумидного и аридного осадконакопления были разделены неким пространством, и, во-вторых, об исчезновении этого пространства в результате вторичного сближения континентальных масс.

К аналогичным выводам можно прийти и при анализе биогеографических провинций юры.

Исследования, проведенные на территории Турции [18, 23], показали, что граница между Евразийской и Африкано-Аравийской юрскими биогеографическими провинциями в современной структуре проходит по офиолитовому шву Северной Анатолии, который имеет здесь ширину всего несколько километров. Анализ распределения фаунистических сообществ ранней и поздней юры указывает на принадлежность Восточных Понтид к южному обрамлению Европейской провинции, а Центральной Анатолии (Мунзур-даг) и Таврид – к Периаравской области. Значительные различия этих фаун, по мнению вышеназванных авторов, нельзя объяснить только локальными и региональными факторами, например батиметрическими условиями. Они могут быть вызваны только существованием широкого морского пространства, разделявшего эти области.

Таким образом, целый ряд независимых данных говорит о том, что активная и пассивная окраины Тетиса, по крайней мере в середине мезозоя, разделялись обширным ныне исчезнувшим морским пространством. Какими же породами было сложено дно этого морского бассейна?

ОФИОЛИТЫ

Ответ на поставленный вопрос может быть получен из анализа строения и состава аллохтонных пластин, занимающих ныне самое верхнее положение в теле покровов, шарьированных как на активные, так и на пассивные окраины Альпийской складчатой области. Естественно, что при палинспастическом развертывании покровов эти верхние пластины займут наиболее отдаленное положение. Они повсеместно сложены офиолитовым комплексом пород. Детальное исследование пород данной ассоциации в настоящее время позволяет не только уверенно сопоставить их с породами океанской коры, но и сравнить палеогеодинамические обстановки, в которых были сформированы породы офиолитового разреза с обстановками современных океанов и их окраин. Анализ внутреннего строения офиолитовых аллохтонов Альпийской складчатой области показывает, что до шарьирования на континентальные окраины они пережили сложную геологическую историю, и разные части их разреза были сформированы в разных палеогеодинамических условиях. Например, нижние части разреза офиолитовых

комплексов Периарабской офиолитовой дуги [32], сложенные гарцбургитами, кумулятивными и изотропными габбро, комплексом параллельных даек и нижними пиллоулавами (массивы Троодос, Хатай, Базр-Бассит и Семайл), были сформированы в зонах спрединга; в то же время образование верхних пиллоулав этих же массивов, часто имеющих бонинитовую тенденцию, связано с системой энсиматических островных дуг и подводных вулканических гор. Эти две вулканогенные серии часто разделены несогласием и перерывом, во время которого породы нижней части офиолитового разреза были дислоцированы и метаморфизованы в процессе внутриокеанских деформаций (австрийская фаза складчатости) [7, 24]. Аналогичная картина установлена и на Малом Кавказе [36], где строение офиолитового разреза еще более сложное, и где не исключен позднепалеозойский возраст ультраосновных пород и габбро нижней части офиолитового разреза [1, 6]. Столь же сложная картина формирования офиолитовых массивов устанавливается и для более западных частей Альпийской области.

Заканчивая этот раздел, нам хотелось бы обратить внимание читателей на одно обстоятельство. Часто при восстановлении времени возникновения бассейна с океанской корой исследователи определяют его по возрасту пород офиолитового комплекса. Представляется, что такой подход может привести к существенным ошибкам, поскольку возраст офиолитовой серии аллохтона в каждом конкретном регионе будет зависеть от условий предшествующей субдукции и особенностей обдукции. Вопрос о возрасте возникновения бассейна с океанской корой должен решаться с привлечением данных о времени возникновения и формирования пассивной и (или) активной континентальной окраины. Пример тому Оман, где офиолиты, обдукцированные в позднем мелу на окраину Аравии, имеют меловой (включая сеноман) возраст; формирование пассивной окраины со всеми ее необходимыми атрибутами (шельфом, депрессией на шельфе, поднятием на бровке континентального склона и его подножьем) началось в поздней перми—раннем мезозое. Исследователь, занимающийся историей возникновения Тихого океана, вряд ли будет считать его верхнемеловым или палеогеновым, основываясь только на возрасте офиолитов Новой Каледонии и Новой Гвинеи.

Таким образом, изложенные выше данные, основанные на традиционных геологических методах исследования, позволяют нам утверждать, что на месте современной Альпийской складчатой области в мезозое существовал обширный океанский бассейн, окаймлявшийся с юга и севера соответственно пассивной и активной окраинами и что эти окраины были значительно удалены друг от друга.

Все эти методы дают, естественно, лишь качественную характеристику океанского бассейна и его обрамления и мало что говорят о его ширине. Они не могут нам указать также на относительное положение в пространстве окраин Африканского и Евразийского континентов в отдельные моменты геологической истории.

Этот пробел может быть восполнен с помощью палеокинематического и палеомагнитного методов, которые были развиты за последние 15–20 лет и без которых в настоящее время немыслимы правдоподобные реконструкции истории движений крупных блоков земной коры, входящих в состав складчатых систем фанерозоя.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПРИМЕНЕНИЯ ПАЛЕОКИНЕМАТИЧЕСКОГО И ПАЛЕОМАГНИТНОГО МЕТОДОВ

Палеокинематический метод основан на анализе возраста и пространственного расположения линейных магнитных аномалий современных океанов. Этот метод позволяет с достаточной степенью уверенности реконструировать положение крупных континентальных масс по долготе и восстанавливать траекторию их перемещения. Для анализа истории движения крупных плит, сопровождавших формирование Альпийской складчатой области, достаточно восстановить относительные положения на каждый момент истории Африкано-Аравийского и Евразийского континентов, используя при этом систему разновозрастных аномалий Южной и Северной Атлантики. Методика подобного рода построений достаточно подробно была обоснована К. Ле Пишоном за рубежом.

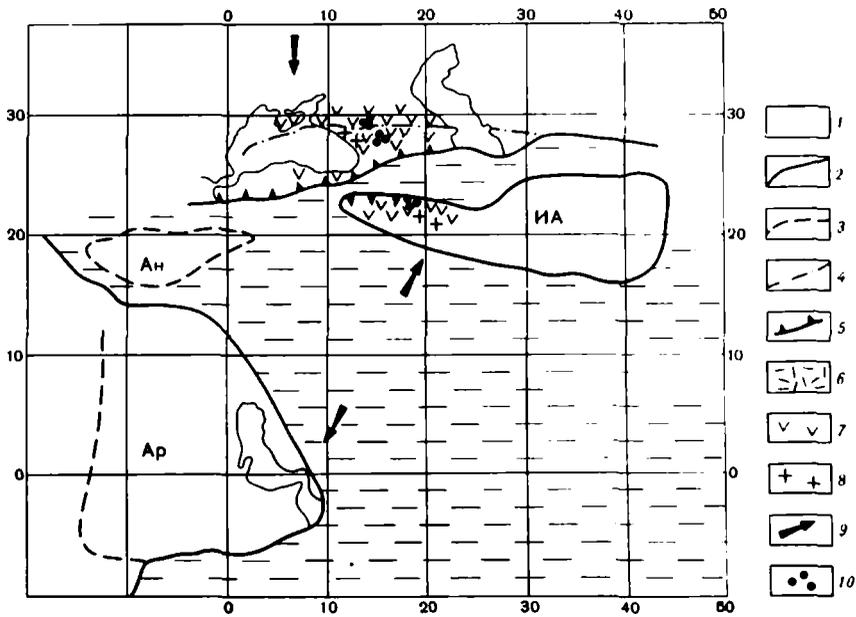


Рис. 3. Палинспастическая схема центрального сегмента Средиземноморского пояса для ранней - начала средней юры (в цилиндрической проекции) [4]

1 - океанская область; границы континентальных плит, положение которых определено: 2 - по палеомагнитным данным, 3 - предположительно; 4 - коллизионные швы и границы внутриконтинентальных (энсиалических) структур; 5 - зоны субдукции; 6 - реликтовые океанские бассейны; проявления магматизма: 7 - эффузивного, 8 - интрузивного; 9 - направление относительного движения; 10 - точки палеомагнитных измерений; микроконтиненты: Эк - Закавказский, Ан - Анатолийский, ИА - Ирано-Афганский

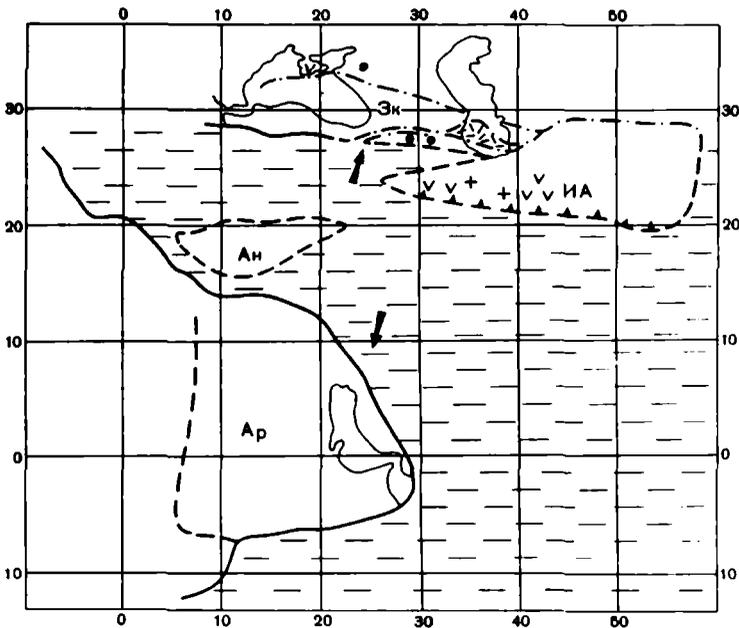


Рис. 4. Палинспастическая схема центрального сегмента Средиземноморского пояса для поздней юры [4]

Условные обозначения см. на рис. 3

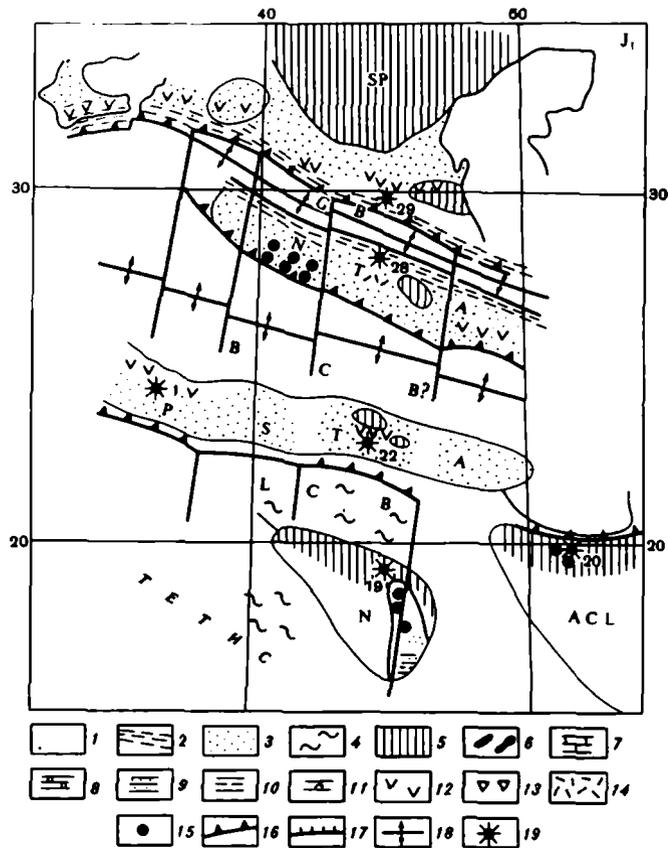


Рис. 5. Палинспастическая схема Кавказа в ранней юре (по [10])

1 – участки океанской коры; 2 – глубоководные бассейны; 3 – зоны мелководно-морского осадконакопления; 4 – бассейны, аккумулирующие преимущественно радиolarиевые илы; 5 – суша; 6 – барьерные рифы; 7 – известняки; 8, 9 – песчаники; 10 – глины; 11 – эвалориты; вулканиты; 12 – известково-щелочные, 13 – шоссонитовые, 14 – кислые, 15 – щелочные и толентовые внутриплитного типа; 16 – зоны субдукции, 17 – тектонические швы; 18 – зоны спрединга; 19 – районы палеомагнитных измерений с указанием осредненных палеоширот, SP – Скифская платформа, NTA – Северо-Закавказская дуга, ВСВ – Черноморско-Каспийский бассейн, STA – Южно-Закавказская дуга, LCB – Малокавказский пролив Тетиса, N – Нахичеванский блок, P – Понтиды, ACL – Эльбурс–Центральный Иран, GB – бассейн Большого Кавказа

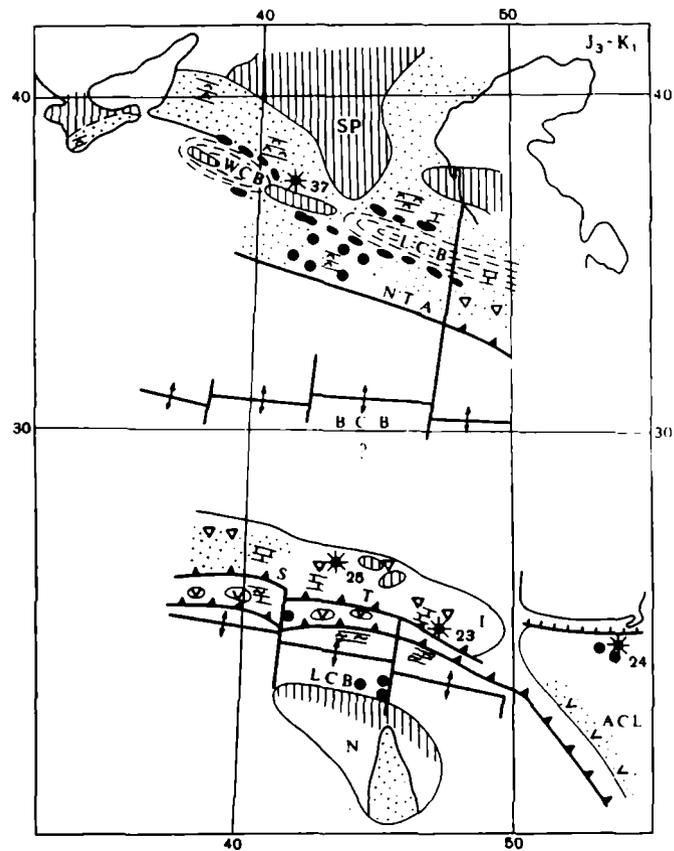


Рис. 6. Палинспастическая схема Кавказа для поздней юры–раннего мела [10]

Условные обозначения см. на рис. 5

Л.П. Зоненшайном, А.М. Городницким и Л.А. Савостиным в Советском Союзе, в связи с чем мы не будем рассматривать ее в настоящей работе. Отметим только, что при подобного рода построениях обычно восстанавливаются не абсолютные перемещения плит, а относительные, т.е. в нашем случае перемещение Африканской плиты относительно Евразии, положение которой принимается постоянным.

Палеомагнитный метод в противоположность палеокинематическому позволяет реконструировать положение конкретной точки по палеошироте. Методика эта достаточно хорошо известна в СССР благодаря работам Л.И. Карасика и Д.М. Печерского.

Большой интерес представляет полученный за последнее время обширный материал по определению палеомагнитным методом палеоширот континентального обрамления Средиземноморского пояса, а также отдельных континентальных глыб в его пределах [1, 3, 10, 12, 13, 17, 20, 25, 26, 28, 33, 34]. Все палинспастические реконструкции последнего времени производятся с учетом этих данных, заставляющих в некоторых случаях существенно изменять ранние представления о расположении отдельных континентальных плит внутри рассматриваемого пояса. В частности, палеомагнитные данные, полученные, с одной стороны, для ниже-среднеюрских пород Сомхето-Карабахской зоны Малого Кавказа, а с другой — для пород того же возраста Бечасынской зоны и Дзирульского выступа, показывают, что две эти области в ранне-среднеюрское время были разобщены на $4-6^\circ$ [3]. Это позволяет предполагать существование между ними довольно широкого морского бассейна с корой океанического типа. Исходя из этих, а также некоторых регионально-геологических соображений в предложенных палинспастических реконструкциях [4] в ранне-среднеюрское время в пределах Кавказа предполагалось существование лишь одного океанского бассейна, унаследованного от палео-Тетиса и испытавшего замыкание в батскую фазу складчатости (рис. 3), а в его тылу — раскрытие с конца средней юры Малокавказского залива Тетиса (рис. 4). М.Б. Лордкипанидзе, Ш.А. Адамия и Б.З. Асанидзе [10], учитывая новые данные о присутствии мощных базальтовых толщ юрского и юрско-мелового возраста в пределах Рионской и Куринской депрессий, допустили возможность возникновения в ранней юре самостоятельного Черноморско-Каспийского океанского бассейна, также замыкающегося в результате проявления батской орофазы (рис. 5). Вместе с тем, исходя из новых палеомагнитных данных, полученных для верхнеюрско-меловых пород Сомхето-Карабахской и Кафанской зон и Предкавказья, эти авторы предполагают повторное раскрытие в поздней юре — раннем мелу Черноморско-Каспийского бассейна (рис. 6).

Учитывая приведенные данные и принимая во внимание сохранение, по существу, реликтов Черноморско-Каспийского бассейна в виде мощных юрских и юрско-меловых базальтовых толщ в Рионской и Куринской депрессиях, которые, расширяясь и углубляясь, "вливаются" соответственно в Черноморскую и Южно-Каспийскую впадины, нам представляется естественным высказать предположение о формировании базальтовой коры их безграничной области в связи с развитием юрско-мелового Черноморско-Каспийского субокеанического бассейна и, следовательно, о частично реликтовой природе этих впадин.

Палеомагнитные направления эоценовых и плиоценовых пород свидетельствуют о постепенном сближении и коллизии континентальных блоков Средиземноморского пояса в течение этого времени [10].

Таким образом, палеомагнитные данные указывают на существование в начале альпийского цикла обширного пространства между Гондваной и Евразией, занятого Тетисом, в котором впоследствии расположились отколотые с соседних континентов крупные блоки, испытавшие разнонаправленные перемещения и в конечном счете приращенные к Евразиатскому континенту.

Совместное применение палеокинематического и палеомагнитного методов позволяет достаточно уверенно производить глобальные палинспастические реконструкции, уже неоднократно выполненные как за рубежом, так и в Советском Союзе.

Рассмотрим, как выглядит история развития Тетиса с учетом указанных выше данных в мезозое и кайнозое.

Для восстановления положения Африки относительно Евразии используем одну из последних реконструкций французских геофизиков, которая была выполнена по совместной советско-французской программе "Тетис".

Из этой реконструкции, впрочем как и из многих других, вытекает, что уже к концу ранней юры в восточной части будущей Альпийской складчатой области существовало обширное океанское пространство шириной 3000 км, унаследованное, очевидно, от палеозоя и представлявшее собой огромный залив Панталассы. На западе Тетис был значительно уже (около 500 км), и его возникновение следует связывать с расколом Пангеи в среднем и позднем триасе—ранней юре. В ранней юре уже четко устанавливается существование активной окраины. Формирование пассивной окраины на востоке начинается с поздней перми, а на западе — с ранней юры. В поздней юре в связи с открытием Южной Атлантики, устанавливаемым по магнитным аномалиям системы "М", Африканский континент вместе с Африканской плитой начинает движение на восток. Уже в конце поздней юры в связи со сближением выступа Африканского континента (Адри) с Евразией в области, соответствующей современным Динаро-Эллинидам, происходит первая обдукция океанской коры на пассивную окраину и создание палео-Динарид. С этого момента единый в юре Тетис распадается на два бассейна — Западный (или Лигурийско-Тельский), который с этого момента начинает заполняться терригенными осадками, и основной — Восточный, который продолжает развиваться как океанский бассейн вплоть до конца позднего мела. Здесь до конца раннего мела в условиях растяжения продолжает формироваться кора океанического типа. В конце раннего мела в истории Тетиса происходит важное событие — меняется полюс вращения Африканской плиты, и она приобретает новое направление движения — на северо-северо-восток [31]. В Атлантическом океане (впрочем, как и в Индийском и Тихом) эта перестройка устанавливается по резко несогласной ориентировке аномалии-34 по отношению к аномалиям системы "М", а на континентах фиксируется в виде движений австрийской фазы. Изменение направления движения Африканской плиты приводит к изменению геодинамических условий внутри Тетиса: на смену растяжению приходит сжатие. В области Восточного Тетиса в этот момент происходит повсеместная смена характера вулканизма: осевой тип сменяется внеосевым. Начинается формирование энсиматических островных дуг и подводных вулканических гор.

Движение Африканской плиты в конце концов приводит к постепенному закрытию Тетиса и обдукции его океанической коры. Начавшись в раннем сеноне, оно практически закончилось к концу позднего мела. К этому времени океан Тетис был окончательно закрыт. Лишь на востоке, в пределах складчатой системы Загроса, часть океанической коры была еще не субдуцирована и перекрывалась флишем, питавшимся с севера.

С конца позднего мела—начала палеогена Альпийская складчатая область вступает в новую — постколлизийную стадию развития. Начиная с субгерцинской фазы складчатости, в центральном сегменте Средиземноморского пояса основные динамические процессы определяются активным субмеридиональным продвижением к северу Аравийской плиты. Ее "внедрение" в тело подвижного пояса вызывает образование интерференционных (переориентированных) складчатых структур [5] и системы диагональных сдвигов, поперечное поднятие Кавказа, отжимание масс в стороны от этого наиболее пережатого сектора Средиземноморского пояса и, наконец, возникновение на среднем этапе огромных поперечных трещин отрыва (поперечных разломов), которые контролируют проявление орогенного эффузивного магматизма Кавказа.

Особняком стоит вопрос образования впадин внутренних морей. Часть их, вне всякого сомнения, возникла в олигоцене—миоцене (Западное Средиземноморье), и их образование связано со сложным сочетанием вращательных, сдвиговых и надвиговых перемещений. Другие впадины (Ионическая и Левантийская), по всей видимости, начали образовываться внутри континентальной коры Африканской плиты еще в позд-

ней юре в результате раздвиговых движений и расслаивания литосферы. Третий тип впадин представляет собой гетерогенные образования, частично унаследованные от краевых морей мезозойского Тетиса и окончательно оформленные в кайнозое (глубоководные части Черного и Каспийского морей).

Подводя итоги, необходимо отметить хорошую сходимости всех изложенных методов, одни из которых косвенно, а другие прямо указывают на существование в пределах мезозойского Тетиса крупного океанского бассейна, кора которого была в большей своей части уничтожена в процессе субдукции, обдукции и коллизии. В целом все эти методы, проанализированные совместно, подтверждают основные положения новой глобальной тектоники.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Адамия Ш.А., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б.* Эволюция древней континентальной окраины на примере альпийской истории Кавказа // Геотектоника. 1977. № 4. С. 88–103.
2. *Адамия Ш.А., Асанидзе Б.З., Печерский Д.М.* Геодинамика Кавказа: (Опыт палинспастических реконструкций) // Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982. С. 13–21.
3. *Асанидзе Б.З., Печерский Д.М.* Палеомагнитные исследования юрских пород Грузии и Северного Кавказа // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. № 10. С. 77–92.
4. *Гамкрелидзе И.П.* Мобилизм и проблемы тектоники Кавказа // Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982. С. 4–8.
5. *Гамкрелидзе И.П., Гиоргобиани Т.В.* Особенности альпийской деформации Кавказа и смежных с ним областей // Сообщ. АН ГССР. 1985. Т. 119. № 3. С. 85–88.
6. *Гасанов Т.Аб.* О возрасте офиолитов и самостоятельности габбро-диабазового комплекса Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа // Геотектоника. 1979. № 5. С. 86–97.
7. *Книппер А.Л.* Движения австрийской фазы в океанической коре Тетиса: характер проявления, последствия и возможные причины // Геотектоника. 1985. № 2. С. 3–15.
8. *Ломидзе М.Г.* Тектонические обстановки геосинклинального вулканизма. М.: Недра, 1983. 194 с.
9. *Лордкипанидзе М.Б.* Альпийский вулканизм и геодинамика Центрального сегмента Средиземноморского складчатого пояса. Тбилиси: Мецниереба, 1980. 160 с.
10. *Лордкипанидзе М.Б., Адамия Ш.А., Асанидзе Б.З.* Эволюция активных окраин океана Тетис // 27-й МКГ. Палеоокеанология. Коллоквиум 3. Доклады. Т. 3. М., 1984. С. 72–83.
11. *Моссаковский А.А.* О верхнепалеозойском вулканическом поясе Европы и Азии // Геотектоника. 1970. № 4. С. 65–77.
12. *Нгуен Тхи Ким Тхоа, Печерский Д.Н., Асанидзе Б.З.* Палеомагнитные исследования юрских пород Северной Армении // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1978. № 6. С. 71–86.
13. Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса: Справочные данные по СССР. Вып. 1. Л., 1971; Вып. 2. М., 1973; Вып. 3. М., 1975; Вып. 4. М., 1979; Вып. 5. М., 1982.
14. Тектоника Северной Евразии: (Объяснительная записка к Тектонической карте Северной Евразии. М-б 1:5 000 000). М.: Наука, 1980. 220 с.
15. *Хаин В.Е.* Северокавказско-Туркменско-Североафганский поздне триасовый вулканоплутонический пояс и раскрытие северной зоны Тетиса // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249. № 5. С. 1190–1192.
16. *Хаин В.Е.* Региональная геотектоника: Альпийский Средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984. 344 с.
17. *Храмов А.Н.* Палеомагнетизм и проблемы геотектоники // Тектоносфера Земли. М.: Наука, 1978. С. 280–302.
18. *Bassoulet J.P., de Bergougnan H., Enay R.* Repartition des faunes et facies liasiques dans l'Est de la Turquie, région du Haut-Euphrate // C. r. Acad. sci. 1975. Vol. 280. P. 583–586.
19. *Bernoulli D., Jenkyns H.* Alpine mediterranean and central Atlantic mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys // Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation. 1974. (Soc. Economic, Paleontol. and Miner.: Spec. Publ. N 19).
20. *Bina M.* Paleomagnetic evidence for a large rotation of Central Elburs since eocene time // EOS Trans. Amer. Geophys. Union. 1977. Vol. 8. P. 745.
21. *Boillot G.* Les marges continentales stables et leur destin // Bull. soc. géol. France. 1984. Vol. 26. N 3. P. 517–531.
22. *Debelmas J.* Alpes Savoie et Dauphiné // Guides Géologiques Régionaux. P.: Masson, 1979. P. 1–213.
23. *Enay R.* Faunes anatoliennes (Ammonitida, Jurasique) et domaines biogéographiques nord et sud téthysiens // Bull. Soc. géol. France. 1976. Vol. 15. N 2. P. 533–541.
24. *Knipper A.L.* The compressional precollisional stage of the Alpine orogeny of the Central Mediterranean Region // Ophiolites and Oceanic Lithosphere Abstr. L., 1983. 21.
25. *Krumisk K.* Zur Bewegung der Iranisch-Afganischen Platte // Geol. Rdsch. 1976. Bd. 65. N 3. S. 909–929.

26. *Krumsik K.* VPMP-parts of Afghanistan-construction and interpretation // EOS Trans. Amer. Geophys. Union. 1979. Vol. 60, N 7, fasc. 13. P. 110.
27. *Marcoux J.* Blocs exotiques Neotethysiens: plateformes pélagiques et les plateaux océaniques // Abstr. 27th International Geological Congress. M., 1984. Vol. 3. P. 316.
28. *McElhiny M.W., Cowley I.A.* Paleomagnetic directions and positions -- XIV // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1977. Vol. 49. P. 313–356.
29. *Mercier I.* Etude géologique des zones internes des Hellenides en Macédoine Central (Grèce). P., 1966. P. 1113–1131.
30. *Pamić J.* Trijaski magmatizam Dinarida. Zagreb, 1982. 236 S.
31. *Patriat Ph., Segoufin J.* et al. Les mouvements relatifs de l'Inde, de l'Afrique et de l'Eurasie // Bull. Soc. géol. France. 1982. Vol. 24, N 2. P. 363–373.
32. *Ricou L.-E.* Le croissant ophiolitique péri-arabe, une ceinture de nappes mises en place au Crétacé supérieur // Rev. géogr. phys. et géol. dyn. Vol. 13. P. 327–349.
33. *Van der Voo R.* Jurassic, Cretaceous and Eocene pole position from northeastern Turkey // Tectonophysics. 6968. Vol. 6, N 3. P. 251–270.
34. *Wensink H.* The implication of some paleomagnetic data from Iran for its structural History // Geol. Mijnbouw. 1979. Vol. 58, N 2. P. 175–185.
35. *Wensink H.* Le contact Gondwana-Eurasie en Iran D'après les recherches paléomagnétiques // Bull. Soc. géol. France. 1981. Vol. 18, N 6. P. 248–252.
36. *Zakariadze G.S., Knipper A.L.* et al. The ophiolite Volcanic Series of the Lesser Caucasus // Ophioliti. 1983. Vol. 8, N 3. P. 439–466.

УДК 551.24

В.Н. Шолпо

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ

Анализ черт сходства и различия структуры разных складчатых областей представляется одной из важнейших задач для понимания существа процесса формирования самой структуры. По сути дела, вопрос сводится к тому, что считать более важным и существенным: сходство или различие структуры разных областей.

При взгляде на геологическую или тектоническую карту Средиземноморья прежде всего обращает на себя внимание резкое различие входящих в структуру этого подвижного пояса складчатых областей, их индивидуальность и неповторимость. Могут быть выделены: 1) области исключительного покровного строения, структура которых определяется пакетами, комплексами тектонических покровов – Апеннины, Динариды, Эллиниды; 2) области, где сочетаются тектонические покровы с интенсивными складчатыми деформациями, однако роль покровов в структуре преобладает. – Альпы, Карпаты; 3) области, где складчатые деформации играют решающую роль в облике и характере структуры, – Большой Кавказ, Стара Планина, Пиреней. Эти коренные, принципиальные (на первый взгляд) различия структуры даже порождают представление, что и причины развития и формирования этих областей должны быть принципиально различными. Существует якобы непреодолимая грань между областями покровной – т.е. преимущественно "горизонтальной" – тектоники и областями преимущественного развития складчатой "вертикальной" тектоники. Однако уже самое наличие некоего типологического ряда, включающего переходные, промежуточные типы структур между его крайними противоположными типами (Апеннинскими и Большим Кавказом, например), заставляет сомневаться в том, что внешние различия структуры столь глубоки и кардинальны.

В то же время все складчатые области Средиземноморского подвижного пояса обладают примечательными чертами сходства и подобия структуры. Обращает на себя внимание, что все они имеют в плане примерно одинаковые размеры: 1200–1400 км по простиранию и 50–120 км в поперечном сечении. Совершенно удивительно, что продольная структурная зональность, характерная для большинства складчатых областей, сочетается с отчетливо выраженными зонами поперечных линеаментов, которые делят

26. *Krumsik K.* VPMP-parts of Afghanistan-construction and interpretation // EOS Trans. Amer. Geophys. Union. 1979. Vol. 60, N 7, fasc. 13. P. 110.
27. *Marcoux J.* Blocs exotiques Neotethysiens: plateformes pelagiques et lou plateaux oceaniques // Abstr. 27th International Geological Congress. M., 1984. Vol. 3. P. 316.
28. *McElhiny M.W., Cowley I.A.* Paleomagnetic directions and positions – XIV // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1977. Vol. 49. P. 313–356.
29. *Mercier I.* Etude géologique des zones internes des Hellenides en Macedonie Central (Grece). P., 1966. P. 1113–1131.
30. *Pamić J.* Trijaski magmatizam Dinarida. Zagreb, 1982. 236 S.
31. *Patriat Ph., Segoufin J.* et al. Les mouvements relatifs de l'Inde, de l'Afrique et de l'Eurasie // Bull. Soc. géol. France. 1982. Vol. 24, N 2. P. 363–373.
32. *Ricou L.-E.* Le croissant ophiolitique péri-arabe, une ceinture de nappes mises en place au Crétacé supérieur // Rev. géogr. phys. et géol. dyn. Vol. 13. P. 327–349.
33. *Van der Voo R.* Jurassic, Cretaceous and Eocene pole position from northeastern Turkey // Tectonophysics. 6968. Vol. 6, N 3. P. 251–270.
34. *Wensink H.* The implication of some paleomagnetic data from Iran for its structural History // Geol. Mijnbow. 1979. Vol. 58, N 2. P. 175–185.
35. *Wensink H.* Le contact Gondwana-Eurasie en Iran D'après les recherches paleomagnétiques // Bull. Soc. géol. France. 1981. Vol. 18, N 6. P. 248–252.
36. *Zakariadze G.S., Knipper A.L.* et al. The ophiolite Volcanic Series of the Lesser Caucasus // Ophioliti. 1983. Vol. 8, N 3. P. 439–466.

УДК 551.24

В.Н. Шолно

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ

Анализ черт сходства и различия структуры разных складчатых областей представится одной из важнейших задач для понимания существа процесса формирования самой структуры. По сути дела, вопрос сводится к тому, что считать более важным и существенным: сходство или различие структуры разных областей.

При взгляде на геологическую или тектоническую карту Средиземноморья прежде всего обращает на себя внимание резкое различие входящих в структуру этого подвижного пояса складчатых областей, их индивидуальность и неповторимость. Могут быть выделены: 1) области исключительного покровного строения, структура которых определяется пакетами, комплексами тектонических покровов – Апеннины, Динариды, Эллиниды; 2) области, где сочетаются тектонические покровы с интенсивными складчатыми деформациями, однако роль покровов в структуре преобладает, – Альпы, Карпаты; 3) области, где складчатые деформации играют решающую роль в облике и характере структуры, – Большой Кавказ, Стара Планина, Пиренеи. Эти коренные, принципиальные (на первый взгляд) различия структуры даже порождают представление, что и причины развития и формирования этих областей должны быть принципиально различными. Существует якобы непреодолимая грань между областями покровной – т.е. преимущественно "горизонтальной" – тектоники и областями преимущественного развития складчатой "вертикальной" тектоники. Однако уже самое наличие некоего типологического ряда, включающего переходные, промежуточные типы структур между его крайними противоположными типами (Апеннинскими и Большим Кавказом, например), заставляет сомневаться в том, что внешние различия структуры столь глубоки и кардинальны.

В то же время все складчатые области Средиземноморского подвижного пояса обладают примечательными чертами сходства и подобия структуры. Обращает на себя внимание, что все они имеют в плане примерно одинаковые размеры: 1200–1400 км по простиранию и 50–120 км в поперечном сечении. Совершенно удивительно, что продольная структурная зональность, характерная для большинства складчатых областей, сочетается с отчетливо выраженными зонами поперечных линейментов, которые делят

складчатые области на две равные части – линия Джудикария в Альпах, линия Анкона-Анцио в Апеннингах, линия Шкодер-Печ в Динаридах (в широком смысле), Транскавказское поднятие на Кавказе; менее определенно связывается с каким-то линеamentом разделение Карпат на западный и восточный сегменты.

Эти общие черты структуры складчатых областей Средиземноморья требуют ответа на вопрос: считать ли их чистой случайностью или же следует полагать, что они отражают некоторую общую закономерность? Думаю, что для каждого геолога второй ответ более естествен. Но тогда надо искать какую-то общую физическую причину, приводящую к такому сходству.

Имеет смысл проанализировать более подробно строение и развитие отдельных складчатых областей, выявляя при этом существенные общие закономерности, которые должны находить объяснение в любых геодинамических моделях. Естественно выбрать для такого сравнительного анализа области, располагающиеся на крайних концах единого типологического ряда структур Средиземноморья. Поэтому рассмотрим, с одной стороны, Альпы и Апеннины, с другой – Большой Кавказ.

Как уже упоминалось, для складчатых областей Средиземноморья характерна продольная тектоническая зональность, которая отчетливо и ясно выражена в Альпах и на Большом Кавказе, но менее определенно проявлена в Апеннингах [7, 12, 16]. Крылья мегантиклинорий Альп и Большого Кавказа сложены метаморфизованными комплексами осадочных пород, преимущественно карбонатного состава. В мегантиклинории Альп это Гельветская зона (в широком смысле), протягивающаяся по северному и северо-западному обрамлению складчатой области, а также Южные Альпы, представляющие окраинную зону Альп в восточной их половине. Структура Гельветской зоны определяется серией тектонических покровов, занимающих сравнительно неширокую полосу (от 10–15 до 20 км) и образованных карбонатными и флишевыми отложениями широкого диапазона по возрасту – от перми до эоцена [6, 12, 16]. В Южных Альпах преимущественно карбонатные толщи того же возраста образуют серию сравнительно простых коробчатого типа складок, которая разделяется на ряд продольных ступеней, опускающихся в сторону от осевой зоны Альп. В Гельветской зоне перемещение покровов направлено к северу и северо-западу – в сторону соседней стабильной области, а в Южных Альпах наблюдаются опрокидывание складок и общее движение масс в южном направлении. Это придает структуре Альп веерообразное дивергентное строение при резком преобладании северной вергентности, т.е. изнутри подвижного пояса. На Большом Кавказе крылья мегантиклинория сложены осадочными толщами поздних стадий альпийского геотектонического цикла (верхняя юра-палеоген). На северном крыле – это преимущественно карбонатные породы, образующие либо моноклираль (на западе), либо серию крупных коробчатых складок (на востоке), на южном крыле – флишевые толщи, смятые в серию сильно сжатых и резко опрокинутых к югу (внутри подвижного пояса) складок [7].

В осевых частях мегантиклинорий структура образована метаморфизованными породами ранних стадий геотектонического цикла. В Альпах – это Пеннинская зона на западе и зона Австро-Альпид на востоке, где преимущественно сланцевые толщи образуют серии сложных покровов, перемещенных в северном и северо-западном направлениях [16]. В деформацию и перемещение покровов часто вовлечены кристаллические породы доальпийского фундамента. Однако и здесь при преобладающем движении покровных чешуй к северу есть участки веерообразного строения осевой части Пеннинской зоны. На Большом Кавказе осевая зона мегантиклинория альпийского возраста сложена аспидными сланцами, образующими сильно сжатые, почти изоклиральные складки, образующие в целом веерообразно построенное ядро мегантиклинория [17]. В обоих случаях породы осевых зон мегантиклинорий испытали отчетливо выраженные метаморфические воздействия, хотя и с разной степенью интенсивности. А сама продольная зональность Альп и Большого Кавказа связана с отчетливо проявленным снижением интенсивности деформаций от осевой зоны к крыльям.

В Апеннингах, где мы не наблюдаем осевой части с метаморфизованными породами,

их структура представляет собой как бы внешнее сложно построенное крыло складчатой области, в строении которого участвуют, кроме внешних по месту своего образования в системе подвижного пояса, аллохтонные комплексы внутренних зон (лигуриды, блестящие сланцы Калабрии), тем не менее можно видеть определенную упорядоченность и продольную зональность. Она выражается в том, что самые внешние параавтохтонные комплексы могут быть прослежены вдоль всей цепи Апеннин; покровы внутренних комплексов занимают в структуре вполне определенные места и, хотя разобщены пространственно, хорошо коррелируются между собой. Таким образом, структуру Апеннин нельзя сопоставлять с Альпами или Большим Кавказом в целом, представляющими собой полно развитые мегантиклинории, а можно сравнивать только с их внешними крыльями – Гельветской зоной Альп или северным склоном Большого Кавказа. Но поскольку в покровной структуре Апеннин принимают участие комплексы и внешних и внутренних зон, здесь устанавливается та же закономерность, что и на Кавказе и в Альпах: осадочные образования внутренних зон больше метаморфизованы и сильнее деформированы, чем породы, образовавшиеся во внешних зонах.

История геологического развития рассматриваемых областей восстанавливается с разной степенью достоверности и полноты для каждой из них. Большой Кавказ в этом отношении оказывается в более выгодном положении, чем Альпы и Апеннины, так как в силу преимущественного развития "вертикальной" тектоники реконструкция ранних этапов его развития может быть сделана с большей надежностью методом построения карт фаций и мощностей [7]. Однако и в Альпах и в Апеннинах удастся восстановить первоначальную фациальную зональность, относительные взаимоотношения интрагеоантиклинальных и интрагеосинклиальных областей, их эволюцию во времени [12].

История геологического развития каждой области обладает специфическими чертами и подразделяется на самостоятельные этапы. Однако при сравнении всех этих областей между собой выявляются некоторые общие закономерности и тенденции, присущие всем трем областям (рис. 1, см. вкл.).

Прежде всего общей для всех областей оказывается закономерная смена формаций. Собственно геосинклинальный альпийский цикл начинается в нижней юре (триас в Альпах и Апеннинах – это предгеосинклинальное прогибание платформенного типа, переходная стадия от герцинского цикла к альпийскому, возможно, таково же значение триаса и для Кавказа) накоплением глинистых толщ (в Альпах – карбонатных), давших в результате формирования блестящих сланцев, сланцев Бюнднер и аспидных сланцев (Кавказ). Очень вероятно, что на начальных этапах накопление этих толщ связано с некомпенсированным прогибанием. В Альпах и на Кавказе первичная скудость фауны, сероводородное заражение, почти полное отсутствие песчаного материала подтверждают возможность существования на этом этапе некомпенсированных прогибов. В Апеннинах аналогом этой формации являются внутренние лигуриды на севере и сицилиды на юге, хотя они, возможно, и занимали в бассейне прогибания более внешнее положение, чем блестящие сланцы – типичная формация внутренних зон Альп.

Во всех случаях в момент накопления этой формации в бассейнах проявился основной и ультраосновной (офиолиты) магматизм. Примечательно, что магматические продукты достигают поверхности и попадают в бассейн геосинклинального осадко-накопления с некоторым опозданием после начала прогибания – в верхней юре в Альпах, в Лигурийско-Тирренской области Апеннин, в верхнем лейасе и доггере – на Кавказе.

Сланцевая, глинистая по исходному материалу формация сменяется во всех областях флишевой, накапливающейся в узких трогах, ограниченных вновь возникшими кордильерами. При этом в Альпах и Апеннинах наблюдается миграция флишевой формации из внутренней части области к внешней. На Кавказе флишевая формация устойчиво остается в пределах южного склона, т.е. в более внутренней зоне области (см. рис. 1).

Поднятие кордильер (центральных поднятий) в Альпах и на Кавказе сопровождается появлением магматических продуктов кислого и среднекислого составов и метаморфизмом сланцевой формации, слабым на Кавказе и более сильным (до амфиболитовой

фации) в Альпах. С этим же моментом геотектонической перестройки (частная инверсия) связаны и деформации пород сланцевой формации. Это четко фиксируется на Кавказе предверхнеюрским несогласием, в Альпах и Апеннингах – деформациями доверхнемеловых комплексов пород во внутренних зонах.

И наконец, на смену флишу приходит стадия накопления молассовой формации. Причем если накопление нижней молассы начинается во всех областях в разные, хотя и близкие моменты времени, то верхняя (грубоотсортированная) моласса во всех областях синхронна – плиоцен-четвертичная. Это связано с одновременностью для всех трех областей заключительных движений орогенной стадии. Прекращение накопления флиша связано с новым этапом деформаций, а в Альпах – и с новым этапом метаморфизма. Молассовые формации во всех случаях развиваются центробежно – от осевой зоны складчатой области к краям – фронтальному и тыловому. При этом в тыловой части Альп и Апеннин возникают крупные впадины, провалы – Паданская депрессия и впадина Тирренского моря.

Таким образом, все три области подчиняются общей закономерности смены формаций, давно установленной для развития геосинклинальных областей. Причем каждая смена формаций отмечает определенный этап развития, а переход от одной формации к другой сопряжен с тектонической перестройкой области, деформацией ранее накопившихся толщ, метаморфизмом и характерными проявлениями магматизма. Наиболее ясно эта последовательность проявлена на Кавказе, поскольку в современной структуре области накопления разных формаций остались и пространственно разобщены. Однако и в Альпах и в Апеннингах закономерная смена формаций во времени выдерживается достаточно четко. Хотя, по словам Р. Трюмпи, "существенной особенностью Альпийской геосинклинали, вероятно, является ее непостоянство" [6, с. 109], и здесь общая для всех геосинклинальных областей закономерность остается в силе.

Второй особенностью тектонического развития рассматриваемых областей является прогрессивно нарастающая дифференцированность или контрастность в распределении вкрест простирания складчатой области поднятий и прогибов. Если ранние стадии развития характеризуются сравнительно слабой расчлененностью площади, что выражается в сравнительном однообразии одновременных формаций, то на последующих стадиях контрастность или дифференцированность все более возрастают, что отражается в мощностях накапливаемых отложений и в разнообразии одновременно образующихся формаций.

И наконец, третья общая особенность развития – это довольно длительный период накопления осадочных формаций с постепенно нарастающей контрастностью вертикальных движений, который приводит затем к довольно короткому этапу интенсивных деформаций, когда отчетливо проявляется связь вертикальных и горизонтальных перемещений, выражающихся в деформациях. В Альпах и Апеннингах горизонтальные перемещения покровов достигают значительной амплитуды. Наибольшая контрастность длительного периода осадконакопления и короткого этапа деформаций проявлена в Апеннингах, менее резок этот контраст в Альпах, и наконец, еще меньше он выражен на Кавказе.

Общие закономерности развития, характерные для всех трех рассматриваемых областей, имеют, как представляется, чрезвычайно важное, основополагающее значение, и именно они должны найти объяснение в геодинамических моделях при попытке показать взаимосвязь поверхностных и глубинных процессов.

Характерная смена магматических формаций от основных и ультраосновных на начальной стадии геосинклинального развития до кислых и средних на инверсионной позволяет сделать заключение, что в начале геосинклинального цикла активна, возбуждена мантия, в то время как кора остается относительно холодной. Инверсионная стадия связана (а может быть и вызвана) с прогреванием коры, что выражается также в процессах метаморфизма. Как видно из схемы, это тоже общая для всех трех складчатых областей закономерность, менее ясно видимая в Апеннингах, но отчетливо проявленная на Кавказе и в Альпах.

Все эти особенности тектонической истории рассматриваемых областей, сходство их основных этапов геологической истории, а также общая тенденция развития позволяют думать, что основные процессы и движущие силы также сходны. Более того, эти сходные черты в строении и развитии Альп, Апеннин и Кавказа заставляют видеть за ними общую физическую причину, обусловившую формирование этих областей. Если это так, есть основание предложить в качестве рабочей гипотезы единую геодинамическую модель.

Такой моделью может служить процесс адвекции, т.е. процесс выравнивания плотностей неоднородностей путем вертикальных и горизонтальных перемещений вещества на разных уровнях в коре и мантии. Существо и основные характерные особенности этого процесса неоднократно обсуждались в литературе в связи с исследованием процессов деформации в складчатых областях [1–3, 7]. Адвекция наиболее часто и полно реализуется в процессах диапиризма, хотя этим и не исчерпывается обширный класс адвективных движений [1, 2]. Диапиризм хорошо изучен в верхних частях осадочной оболочки, где реальность его не подвергается сомнению. Во многих случаях с большой долей вероятности показана роль диапировых процессов при магматических явлениях, а по косвенным данным в активных тектонических поясах устанавливается наличие глубоких мантийных диапиров, в том числе и в пределах Средиземноморского подвижного пояса. Таким образом, совершенно ясно, что адвективные перемещения вещества и процессы диапиризма могут возникать и возникают на разных по глубине уровнях земной коры и верхней мантии. Но тем не менее существует укоренившаяся недооценка роли процессов адвекции и диапиризма в горизонтальном перемещении вещества и возникновении обстановок горизонтального сжатия. Многим исследователям кажется необходимым для объяснения структур, явно возникших в обстановке горизонтального сжатия, добавить к установленному процессу диапиризма еще и предполагаемое внешнее горизонтальное сжатие коры или литосферы, независимое от этого процесса [4].

Однако теоретическое и экспериментальное исследования процессов адвекции показывают, что на любых, даже на самых ранних, стадиях развития этого процесса всегда имеется такой уровень, где все элементарные объемы вещества проходят состояние горизонтального сжатия. При этом наблюдаемое на каком-то уровне сжатие компенсируется растяжением выше и ниже этого уровня. В этом случае измерять сжатие и разворачивать складки только на том уровне, где мы их видим сегодня, довольно бессмысленно. Следует подчеркнуть, что горизонтальное перемещение материала и структуры сжатия в процессе адвекции возникают без какого-либо сокращения общего объема деформируемой модели.

Основные закономерные черты сходства в структуре и главных этапах развития рассматриваемых областей позволяют сопоставить процесс их формирования с различными стадиями развития адвективного процесса (рис. 2, см. вкл.). Большой Кавказ при этом соответствует одной из начальных стадий, на которой он и останавливается. Альпы характеризуются гораздо более продвинутой стадией, когда горизонтальные перемещения материала в верхней части достигают значительных масштабов, а Апеннины, очевидно, следует связывать с наиболее продвинутой стадией развития этого процесса.

Схема глубинного диапиризма не противоречит фактам и объясняет не только наблюдавшуюся структуру областей и последовательную смену магматических формаций, но и последовательные стадии их развития. Энергетический (тепловой) импульс, связанный с подъемом разогретого мантийного материала к низам земной коры, вызывает в относительно холодной коре вначале процесс прогибания. Затем нарастающий прогрев коры порождает внутри нее возникновение вертикальных и латеральных неоднородностей, что приводит к неравномерной неустойчивости и возрастанию дифференцированности и контрастности движений в первоначально пологих и спокойных прогибах. Неустойчивое равновесие, обусловленное в первую очередь инверсией плотностей, возникающей прежде всего в наиболее прогнутых частях интрагеосинклинальных бассейнов, приводит к внутрикоровому диапировому процессу, который сопровож-

дается метаморфизмом, деформацией пород и воздыманием. Причем ранние стадии развития этого процесса связаны с преобладанием сжатия в осевой части растущего поднятия, а на достаточно продвинутых стадиях здесь же возникает растяжение, приводящее к горизонтальным перемещениям покровов.

Предлагаемая модель, не являясь окончательным решением проблемы возникновения складчатых областей Средиземноморья, открывает тем не менее некоторые новые возможности понимания процесса их становления в результате развития единого (оходного во всех случаях) однонаправленного процесса. Хотя совершенно ясно, что предлагаемая модель одновременно выдвигает и новые проблемы и чисто механического плана, и физико-химических преобразований вещества, способных обеспечить работу адвективного процесса.

В то же время различные попытки мобилистских реконструкций для центральной части Средиземноморского региона с неизбежностью приводят разных авторов к выводу, что структуру этого региона без серьезных усложнений классической схемы тектоники плит понять невозможно [9—11, 15]. Примечательно, что усложнения сводятся к тому, что для разных областей и даже для разных частей одной и той же области (Апеннин, например) возникают различные комбинации и последовательности процессов, ответственных за их формирование. Допустим, для образования Северных Апеннин приходится предполагать существование трех разнонаправленных зон субдукции, сменяющих друг друга в короткий момент времени между концом олигоцена и серединой миоцена [9, 10, 14]. Последовательная смена вращений против часовой стрелки вначале Корсиканско-Сардинского блока, а затем Апеннинского (в сочетании с непрерывным правосторонним движением вдоль Атласско-Сардинского разлома) должна объяснить конфигурацию Апеннинской области и возникновение Тирренского бассейна [11, 15]. В дополнении к этому для Калабрии предусматривается "остаточная пассивная субдукция" обломков литосферы в сочетании с активным спредингом в юго-восточной части Тирренского моря [15].

Понятно, что на основании этой и других подобных схем всякие закономерности в строении какой-либо одной области, и уж тем более черты сходства, присущие различным областям, можно рассматривать только как игру случайностей. Своеобразие, неповторимость и даже уникальность складчатых областей и отдельных тектонических блоков становится в этом случае ведущим и определяющим признаком для понимания их природы. Эта уникальность отдельных блоков (Корсиканско-Сардинского) в геодинамике центральной части Средиземноморского региона прямо подчеркнута в работе П. Скандоне и Э. Патакки [15]. Вряд ли этот путь построения искусственно усложненных моделей приближает нас к настоящему пониманию причин формирования складчатых областей региона, и определенное неудовлетворение такими сложными реконструкциями чувствуется и у самих авторов подобных построений [14, 15].

Принятие концепции адвективных процессов в качестве источника и причины развития геосинклинальных областей приближает нас к решению вопроса о примерном равенстве размеров в плане отдельных складчатых областей, составляющих Средиземноморский подвижный пояс. Видимо, эти размеры определяются объемом и площадью начального мантийного диапира, воздействующего на кору. А эти размеры, в свою очередь, зависят от соотношения плотностей активизированного мантийного вещества и вещества земной коры, мощности коры и объема самого мантийного материала. Меньше каких-то критических размеров мантийный диапир просто не может образоваться, поскольку у него не будет достаточного запаса энергии для внедрения и протыкания вещества коры. Но при достижении разуплотненным веществом определенного критического объема процесс всплывания начинается, и этим ограничиваются максимальные размеры возникающего диапира. Поэтому можно полагать, что в основе развития и образования равновеликих складчатых областей лежат примерно равные по своим размерам мантийные диапиры.

Конкретное преломление общей принципиальной схемы в каждой складчатой зоне, и в каждой ее части требует конкретных фактических и физических обоснований, уточ-

няющих и дополняющих эту схему. Реальное воплощение общей схемы развития адвективных процессов в каждой складчатой зоне, естественно, оказывается много сложнее, чем это выглядит в обобщенной схеме. Взаимосвязь и соподчиненность адвективных движений на разных уровнях в коре и мантии, играющих несомненно важную роль в формировании складчатых областей, остаются за пределами обобщенной принципиальной схемы и требуют дальнейших конкретных исследований.

Для Большого Кавказа, например, остается недостаточно ясной и нуждается в разработке связь мантийно-коровых обменов вещества с возникновением внутрикоровых инверсий плотности и неустойчивых зон. Кроме того, само развитие и образование структуры Большого Кавказа невозможно связывать с единым одноактным процессом глубинного диапиризма. В осевой зоне Большого Кавказа цепь куполов, сливающихся в единую полосу ядра мегантиклинория, возникает на рубеже ранне- и среднеальпийской стадий, и это свидетельствует о развитии процесса глубинного диапиризма в доинверсионном комплексе осадков. Одновременно с этим в зоне южного склона продолжается геосинклинальное прогибание с накоплением флишевых толщ. И только на орогенной стадии, когда весь Кавказ вовлекается в общее поднятие, в пределах флишевого трога на фоне этого поднятия развивается процесс инверсии, связанный с локальным внутрикоровым диапиризмом. Этот осложняющий орогенную стадию процесс диапиризма остается недоразвитым в том смысле, что прогиб не превращается в антиклинорий; общая структура флишевой зоны остается синклинойной. Однако структурное выражение начальных стадий этого процесса достаточно ясное: веерообразно разваливающаяся антиклиналь в центральной части флишевого синклинория с интенсивным совершенным кливажем отчетливо видна во многих местах этой зоны [7].

Не менее сложны конкретные проявления процессов диапиризма в пределах Альп. Наиболее ранние деформации проявились в южной зоне интенсивного геосинклинального прогибания – в Австро-Альпидах, причем здесь процессами нагнетания и выжимания захвачены не только альпийский доинверсионный комплекс осадков, но и значительные объемы кристаллического фундамента. Позже процесс глубинного диапиризма охватывает доинверсионный комплекс Пеннинской зоны, где, по всей вероятности, в этот процесс последовательно вовлекается каждый прогиб в отдельности (вначале зона Пьемонт, а затем зона Вале). В Пеннинской зоне доальпийские образования также вовлечены в тектонические покровы, но в значительно меньшей степени, чем в зоне Австро-Альпид. Таким образом, в Альпах внутрикоровый диапиризм развивается, скорее всего, как последовательность локальных диапиров, центробежно продвигающихся из внутренней части подвижного пояса к его периферии.

В Апеннингах трудно реконструировать ранние стадии развития процесса деформации. Ясно только, что внутренние зоны, располагавшиеся прежде в пределах Лигурийского и Тирренского морей, вовлечены были в процесс деформации намного раньше, чем происходил основной процесс покровообразования во внешних зонах. Однако здесь гораздо более определенно видна непосредственная связь мантийного диапиризма с деформацией и покровообразованием в приповерхностных зонах [8, 13, 17, 18].

Предлагаемая геодинамическая модель развития и становления складчатых областей не затухивает индивидуальные особенности каждой области и позволяет с единых позиций оценить основные закономерности их строения и развития. Существенные различия в современной структуре складчатых областей, формирующихся под воздействием сходного во всех случаях процесса, следует понимать не просто как разные его стадии. Они обусловлены, кроме того, существенными различиями физических условий, в которых развивается этот процесс, и прежде всего различиями в интенсивности теплового потока, приводящего к разной степени прогресса земной коры на инверсионной стадии, а также различиями в свойствах и структуре коры, подвергавшейся эндогенным воздействиям. Тогда ранняя стадия процесса адвекции, на которой останавливается развитие Большого Кавказа, обусловлена относительно малой интенсивностью аномально-теплового потока и большей прочностью земной коры, чем в других областях. В Альпах на начальных этапах их развития кора была, видимо, более тонкой и проницаемой,

а тепловой поток более интенсивным. В Апеннинах, очевидно, и тепловой импульс был наибольшим, хотя судить о начальных свойствах коры не представляется возможным, поскольку процесс ее переработки заходит настолько далеко, что приводит к ее обрушению и образованию участков с характеристиками, близкими к океанической коре [17]. При таком понимании процессов развития складчатых областей их индивидуальные различия обусловлены локальными причинами и не носят принципиального характера.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов В.В. Складчатость и основные типы тектонических деформаций//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1969. Вып. 4. С. 5–23.
2. Белоусов В.В. Основы геотектоники. М.: Недра, 1975. 263 с.
3. Гончаров М.А. Инверсия плотности в земной коре и складкообразование. М.: Недра, 1979. 246 с.
4. Милановский Е.Е. Кинематика тектонических движений, термический режим и вулканизм Средиземноморского геосинклинального пояса и его "рамы" в орогенном этапе альпийского цикла // Вулканология и сейсмология. 1981. № 4. С. 11–35.
5. Милей Т.А., Коген Л.З. Геолого-геофизические исследования, тектоника, магматизм и металлогения Кавказа. Л.: Недра, 1975. 216 с.
6. Трюмпи Р. Тектоническое развитие Центральных и Западных Альп//Тектоника альпийской области. М.: Мир, 1965. С. 9–121.
7. Шолов В.Н. Альпийская геодинамика Большого Кавказа. М.: Недра, 1978. 176 с.
8. Bartole R., Savelli D., Tramontana M., Wezel F.-C. Structure and sedimentary features in the Tyrrhenian margin off Campania, Southern Italy//Mar. Geol. 1984. N 55. P. 163–180.
9. Boccaletti M., Eber P., Guazzone G. Plate tectonics models for the development of the Western Alps and Northern Apennines//Nature. 1971. N 234. P. 108.
10. Boccaletti M., Guazzone G. Evoluzione paleogeografica e geodinamica del Mediterraneo: i bacini marginali//Mem. Soc. geol. ital. 1972. N 13. P. 162–169.
11. Boccaletti M., Nicolich R., Tortorici L. The Calabrian Arc and the Ionian Sea in the dynamic evolution of the Central Mediterranean//Mar. Geol. 1984. N 55. P. 219–245.
12. Debelmas J., Escher A., Trumphy R. Profiles through the Western Alps//Profiles of Orogenic Belts. 1983. P. 83–96. (Geodinam. Ser.: Vol. 10).
13. Della Vedova B., Pellis G., Foucher J.P., Renault J.-P. Geothermal structure of the Tyrrhenian Sea//Mar. Geol. 1984. N 55. P. 271–289.
14. Reutter K.J., Güter K., Groscurtt J. An approach to geodynamics of the Corsica – Northern Apennines double Orogenic//Alps, Apennines, Hellenides//Ed. H. Choos. 1978. P. 299–311.
15. Scandone P., Patacca E. Tectonic evolution of the Central Mediterranean area//Ann. Geophys. 1984. Vol. 2, N 2. P. 139–141.
16. Trumphy R. An Outline of the Geology of Switzerland//26th Intern. Geol. Congr. Paris, 1980. G10. (Introduction to the guide-book of excursions). 104 p.
17. Wezel F.-C. The Tyrrhenian sea: a rifted krikogenic-swell basin//Mem. Soc. geol. ital. 1982. Vol. 24. P. 531–568.
18. Wezel F.-C. The structure of the Calabro-Sicilian Arc: result of post-orogenic intra-plate deformation//Trench-Forearc Geology: Sedimentation and Tectonics on Modern and Ancient Active Plate Margins/Ed. J.K. Leggett. L., 1982. P. 345–354. (Geol. Soc. London. Spec. Publ.: N 10).

С.М. Тильман

РИФЕЙСКАЯ И ФАНЕРОЗОЙСКАЯ ИСТОРИЯ СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР

Последние 10–12 лет характеризуются интенсивным поступлением новой информации о геологическом строении Северо-Востока СССР. Вышли в свет крупные обобщающие работы по стратиграфии, тектонике, магматизму и глубинному строению этой обширной территории. На изданных тектонических картах, в монографиях и статьях эволюция Северо-Востока СССР освещается под различными углами зрения в соответствии с тремя господствующими в настоящее время геодинамическими концепциями.

В первой из них образование и развитие континентальных и океанических структур и переходных между ними зон трактуется с позиций тектоники плит [6, 12, 14, 17]. Вторая концепция включает идеи о преобразовании первичной или вторичной (новообразованной) океанической коры в континентальную в ходе геосинклинального процесса [20, 21, 24, 25, 29]. Обе концепции мобилистские – в них признаются горизонтальные движения блоков литосферы. Различия между ними выражаются в неодинаковом понимании сущности геосинклинального процесса. Достаточно сослаться на статью Л.П. Зоненшайна [4], в которой концепция тектоники плит противопоставляется геосинклинальной теории. Третья концепция фиксистская. В ее основе лежат представления о преобладающей роли вертикальных движений, базификации континентальной земной коры и отрицании процессов тектонического перемещения офиолитов в верхние слои литосферы [1, 2].

Признавая в общем научную правомерность каждой из перечисленных концепций и учитывая их слабые и сильные стороны, автор тем не менее отдает предпочтение второй, разработанной в Советском Союзе большим коллективом единомышленников под руководством А.В. Пейве. С этих позиций и будет рассмотрена тектоническая эволюция структурно-формационных зон Северо-Востока СССР.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СОВРЕМЕННОЙ СТРУКТУРЫ

Территория Северо-Востока СССР охватывает два тектонических блока – Западный и Восточный, разделенных Охотско-Чукотским вулканогенным поясом. Они отличаются друг от друга стилем строения тектонических элементов, эволюцией их литосферы и геодинамическими обстановками. Эти различия намечались еще в раннем фанерозое, но особенно отчетливо определились в мезозойское время.

Западный материковый блок охватывает Верхояно-Чукотскую, Восточно-Арктическую и Индигиро-Колымскую складчатые области (рис. 1).

Верхояно-Чукотская область распадается на две системы – Яно-Колымскую и Анюйско-Чукотскую. По краям Яно-Колымской системы (на западе вдоль границы с Сибирской платформой, а на северо-востоке – с Индигиро-Колымской областью) возвышаются скалистые утесы, сложенные деформированными рифейско-палеозойскими отложениями (Сетта-Дабанское, Хараулахское, Уяндинское и Полоусненское поднятия). Они представляют собой пакеты скомпонованных пластин, нарушенных крутыми надвигами и сбросами. Внутри пластин породы смяты в изоклинальные и опрокинутые складки различной амплитуды.

Следующая группа структур Яно-Колымской системы представлена протяженными антиклинориями и синклинориями, сложенными породами верхоянского комплекса. Его объем – от визейского яруса до берриаса–валанжина. В наложенных прогибах и впадинах, выполненных оксфорд-неокомскими отложениями, преобладают морские и в меньшей степени континентальные молассы, формационно отличающиеся от вер-

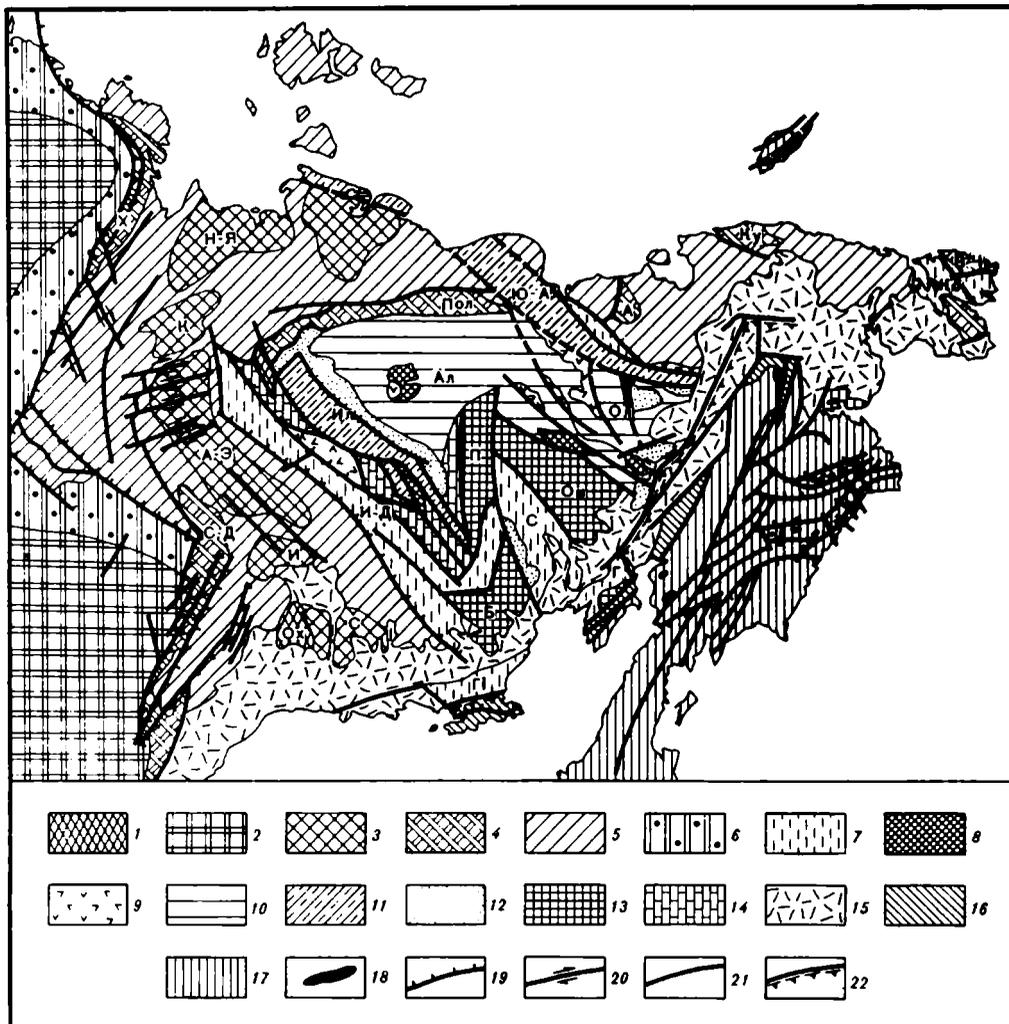


Рис. 1. Схема тектонического строения Северо-Востока СССР

1 – фрагменты дорифейской континентальной коры, обнаженной на поверхности в Охотском (Ох), Восточно-Чукотском (В-Ч) и других блоках; 2 – дорифейская кора под чехлом Сибирской платформы; Верхояно-Чукотская область: 3 – районы пологого залегания пород верхоянского комплекса (С – Сунтарский, И – Иньяйский, А-Э – Адыча-Эльгинский, К – Куларский, Н-Я – Нижне-Янский), 4 – поднятия, сложенные рифейско-палеозойскими отложениями (С-Д – Сетта-Дабанское, Х – Хараулахское, Пол – Полоусненское, А – Алярмаутское, Ку – Куульское), 5 – районы распространения складчатого верхоянского комплекса и его аналогов, 6 – Приверхоянский краевой прогиб; Индигиро-Колымская складчатая область: 7 – зоны на утоненной континентальной коре, в том числе и за ее пределами (И-Д – Иньяли-Дебинская, С – Сугуйская, Г – Гижигинская, Ко – Колочинская и др.), 8 – комплексы рифтовых зон, 9 – комплексы островных дуг, 10 – комплексы котловин краевого моря на месте Алазейской (Ал) и Олойской (Ол) зон, 11 – новообразованная океаническая кора в Южно-Анойской (Ю-А) и Ильин-Тасской (Ил) зонах, 12 – наложенные впадины, выполненные нижней и верхней молассами, 13 – срединные массивы с пологодислоцированным чехлом (П – Приколымский, Ом – Омолонский, Б – Бальгычанский и др.), 14 – то же, но сложенные деформированным рифейско-палеозойским чехлом, 15 – вулканы Охотско-Чукотского пояса; области с формирующейся континентальной корой: 16 – Кони-Тайгоноская система, 17 – Олюторско-Камчатская и Анадырско-Корякская системы, неразделенные; 18 – офиолиты; 19 – надвиги; 20 – сдвиги; 21 – разломы недифференцированные; 22 – граница внутренней и внешней зон Охотско-Чукотского пояса

хойанского комплекса. Примером сложного сочетания в разрезе и по латерали терригенных отложений верхоянского комплекса и моласс является Приверхойанский краевой прогиб.

В Центральном Верхоянье, кулисно сменяя друг друга, располагаются поднятые и опущенные блоки дорифейского сиалического субстрата – Охотский, Иняйский, Адыча-Эльгинский, Куларский, Нижне-Янский и др. Здесь верхоянский комплекс, хотя и имеет значительную мощность, полого дислоцирован, разделен внутриформационными размывами и местными несогласиями, представлен фациями мелководного моря, нарушен поперечными сдвигами и сбросами. Около таких структур наблюдаются виргаша складок, скучивание и опрокидывание пластин горных пород. Их ограничения обычно тектонические и выражены продольными надвигами.

Структурные элементы Яно-Колымской системы образовали в современном плане сложную комбинацию складчатых дуг большого радиуса кривизны, обращенных в сторону внутреннего угла Сибирской платформы. Поперечный профиль системы характеризуется сочетанием разнообразных складчатых форм, однако зеркало складчатости здесь очень пологое, приближающееся к горизонтальному.

Для Яно-Колымской системы характерно широкое распространение гранитоидов, особенно в ее краевых зонах. Замечено, что гранитоиды тяготеют к тем участкам системы, где в ее основании находится зрелая дорифейская континентальная кора. Здесь они группируются в пояса и контролируются разломами (Аллах-Юньским, Адычанским, Тас-Кыстабытским, Полоусненским и др.).

Аньюско-Чукотская система протягивается в субширотном направлении от низовьев р. Колымы до Берингова пролива. От Яно-Колымской системы она отличается сокращенным объемом верхоянского комплекса (триас–нижняя юра), преобладанием в разрезах палеозоя терригенных формаций, широким развитием в главном миогеосинклинальном комплексе габброидов и диабазов, складчато-глыбовым стилем строения тектонических элементов.

Молассовый комплекс в объеме оксфорд–готерив выполняет ряд наложенных впадин: Раучуанскую, Тытыльвеевскую, Камешковскую, Мечигменскую и др. Морские и континентальные осадочно-вулканогенные образования, выполняющие эти впадины, везде залегают резко несогласно на складчатом основании.

Складчатые и складчато-глыбовые структуры Аньюско-Чукотской системы нарушены продольными и поперечными разломами. Продольные нарушения – взбросы и надвиги – контролируют отдельные массивы гранитоидов, цепочки габбро-диабазов, кварцевые жилы и свиты даек. Они локализуются в основном на крыльях поднятий. Поперечные нарушения представлены преимущественно сдвигами и меньше сбросами. К ним приурочены пояса и цепочки позднемеловых оловоносных гранитов.

Особенности строения и развития Восточно-Арктической области (системы) недавно были опубликованы [27]. Здесь отметим лишь, что она отличается от Верхояно-Чукотской области тем, что ее миогеосинклинальные свойства проявлены в весьма ослабленном виде. Это относится к формациям, претерпевшим незначительные метаморфизм и диагенез, к мощностям отложений, характеру и типам складчатых деформаций, магматизму и металлогении. Был сформулирован вывод о том, что прибрежные этой области столь своеобразные качества обусловлены большей кратонизацией дорифейской континентальной коры.

Индигино-Колымская складчатая область располагается в центре территории Северо-Востока СССР, захватывая отчасти площадь бывшего Колымского срединного массива. Это новый и достаточно крупный тектонический элемент деструктивного происхождения.

В зависимости от времени и глубины раскрытия дорифейской гетерогенной континентальной коры в пределах Индигино-Колымской области выделяются три типа тектонических образований: зоны с мозаично-блоковым стилем строения, претерпевшие длительное геосинклинальное развитие на частично раскрытом меланократовом фундаменте (Олойская и Алазейская); зоны, образовавшиеся вследствие утонения

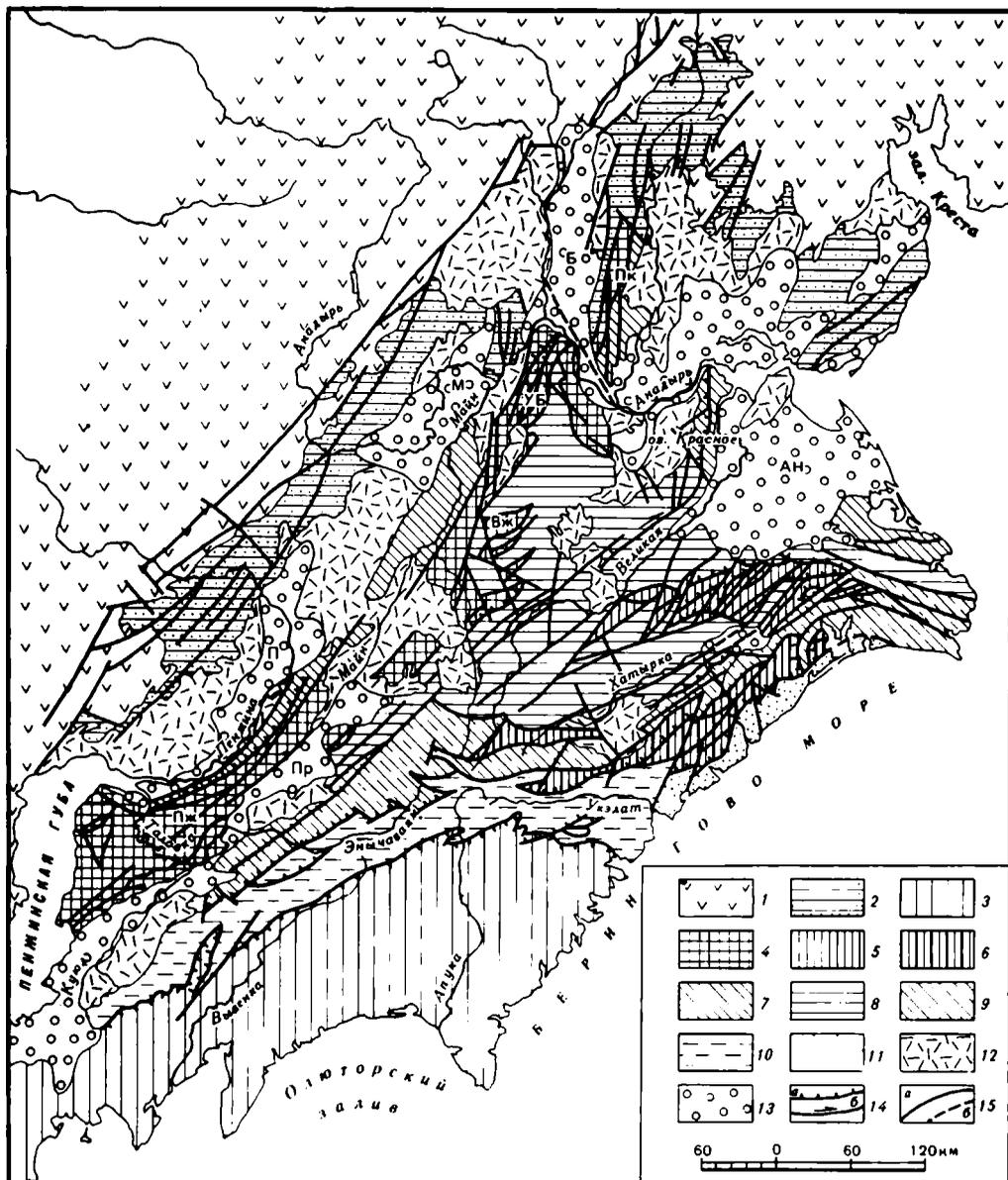


Рис. 2. Схема тектонического районирования Корякской геосинклинальной системы и сопредельных районов (по [28])

1 – вулканы Охотско-Чукотского пояса; 2 – Кони-Тайгонская система; 3 – Олюторско-Камчатская система; Корякская геосинклинальная система: 4–6 – зоны покровно-чешуйчатого строения с офиолитовыми аллохтонами (4 – Таловско-Пекульнейская с Пенжинским (Пж), Ваежским (Вк), Усть-Бельским (У-Б) и Пекульнейским (Пк) сегментами, 5 – Майнишская, 6 – Хатырская), 7–10 – складчатые зоны, сложенные преимущественно флишево-олигостромовыми образованиями мелового возраста (7 – Пенжинско-Анадырская, 8 – Алганская, 9 – Пикасьваямская, 10 – Укзляятская); наложенные структуры: 11 – Нижне-Хатырский прогиб, 12 – вулканические поля; 13 – неоген-четвертичные впадины (П – Пенжинская, М – Марковская, Б – Бельская, Ан – Анадырская, Пр – Паратольская); тектонические нарушения: 14 – надвиги (а) – установленные, б – предполагаемые

континентальной коры (Иньяли-Дебинская, Гижигинская, Сугойская); зоны короткого геосинклинального развития, рифтогенные, раскрытые до гипербазит-базитового (офиолитового) субстрата (Южно-Анюйская и Илинь-Таская). Рядом с этими последними находятся вулканические пояса островодужного типа (Северный Олойский и Уяндино-Ясачненский).

В рассматриваемой области обособляется ряд краевых и внутренних наложенных впадин, выполненных нижней, преимущественно морской, и верхней континентальной молассами (Омсукчанская, Айнахургенская, Умкувеевская, Зырянская и др.). Стратиграфическими эквивалентами верхней молассы являются вулканоплутонические ассоциации окраинно-материкового Охотско-Чукотского пояса и его побочных ветвей (см. рис. 1).

За исключением наложенных впадин и вулканитов Охотско-Чукотского пояса, породы всех других зон характеризуются весьма напряженными пликативными дислокациями, осложненными разломами разного типа. Они сложены разнообразными формациями от типично шельфовых до глубоководных параокеанических [10], вмещают разновозрастные габбро-плагиогранитные и гранитоидные интрузии и обладают смешанной (сиалически-фемической) металлогенической специализацией [25].

Индигино-Колымская область включает ряд срединных массивов: Приколымский, Омолонский, Тайгоносский и Балыгичанский, систему палеозойских поднятий хребтов Черского и Тас-Хаях-Тас, а также другие, более мелкие, блоки, находящиеся внутри Олойской зоны. Несмотря на различное строение их чехлов, все они обладают одним общим свойством – наличием раздробленного нижнедокембрийского сиалического фундамента, фрагменты которого по разным причинам и в разное время оказались оторгнутыми в пределы новообразованной эвгеосинклинальной области [23, 26, 28].

Восточный тектонический блок объединяет Кони-Тайгоносскую и Анадырско-Корякскую геосинклинальные системы. Обе они являются частью переходной зоны от Евразийского континента к Тихому океану и относятся к области с формирующейся континентальной корой [21].

Кони-Тайгоносская система – узкая и протяженная (более 2000 км) и включает сложный набор островодужных формаций от верхнего палеозоя до готерива-апта. Детальная ее характеристика приведена в работе Г.Е. Некрасова [13].

Районирование Анадырско-Корякской геосинклинальной системы показано на рис. 2. В направлении с северо-запада на юго-восток последовательно сменяют друг друга следующие тектонические зоны: Пенжинско-Анадырская, Таловско-Пекульнейская, Алгаио-Великореченская, Майницкая, Пикасваямская, Хатырская и Укэляйтская. На них наложены миоцен-четвертичные поля вулканитов, а также Марковская, Бельская, Парапольская, Анадырская и другие впадины.

Каждая из перечисленных зон характеризуется отчетливыми ограничениями (в основном тектоническими), совершенно определенным формационным выполнением и специфическим характером деформаций. Вместе с тем наряду с индивидуальными особенностями строения зон в них обнаруживаются некоторые общие черты, позволяющие разделить их на две группы. Структурные единицы первой группы обладают покровно-чешуйчатым строением с широким развитием в их пределах офиолитовых аллохтонов. Ко второй принадлежат зоны со сложным, преимущественно складчато-чешуйчатым, строением; они сложены флишево-олистоострововыми и туфоогенно-терригенными образованиями, главным образом мелового возраста. Структуры первой группы являются типичными представителями зон тектонического скупивания и характеризуются линейной ориентировкой и преобладанием краевых глубинных надвигов. В совокупности они образовали как бы каркас или скелет системы. Структурные элементы второй группы являются более широкими и крупными, прилегают к зонам скупивания и вместе с ними образовали своеобразный структурный рисунок, принципиально отличный от стиля тектоники миевгеосинклинальных систем Северо-Востока СССР [19, 29].

К ИСТОРИИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР

В рифейско-вендское и кембрийское время на востоке Азии, как, впрочем, и во многих других районах Северной Пацифики, дорифейская кора была покрыта мелководными шельфовыми морями с замедленным темпом осадконакопления. В рифее на протяжении около 800 млн лет в них происходило накопление формаций спаргамитового типа, образовались трансгрессивные ритмично построенные серии пород, а в основании каждого ритма отлагались грубозернистые фации с преобладанием аркозового материала. Страто- и тектонотип рифея установлены в Юдомо-Майском районе. С ними коррелируются формационно близкие, но не такие полные разрезы рифея Хараулаха, Охотского блока, Приколымского поднятия, Омолонского массива и других районов Северо-Востока СССР. Их аналоги на Аляске и в Кордильерах – серии Тиндер и Белт.

В венде и кембрии цикличность осадконакопления исчезла и сменилась карбонатной и в-очень малой степени терригенной седиментацией. Такие обстановки, особенно свойственные рифею, чрезвычайно специфичны и не повторялись в последующей геологической истории. Они характерны не только для Западного, но и для Восточного материкового блока, если иметь в виду единичные находки рифейско-вендских строматолитов в известняковых глыбах Ваежского поднятия (Корякское нагорье).

Признаки рифейско-раннепалеозойских эвгеосинклинальных образований нигде на севере Тихоокеанского кольца не обнаружены, что может служить указанием на отсутствие в это время малых океанических бассейнов с подвижными шельфами, глубоководными котловинами и островными дугами, которые хотя бы отдаленно напоминали активные континентальные окраины. С учетом этих данных решительно нет никаких оснований признать правильными представления некоторых геологов о существовании на месте современной Алазейской зоны рифейско-раннепалеозойского океана [12, 17].

Активные окраины появились позже в результате деструкции архейской протокры. Сначала в ордовике–силуре в отдельных районах возникли зачаточные рифты (южные отроги хребта Полоусного, северо-восточные склоны хребта Черского, западное крыло Приколымского поднятия, может быть, центральная часть Алазейской зоны и западная часть Омолонского массива). Они распознаются по распространению в этих районах трахибазальтовых и трахиандезитовых формаций в сочетании с их туфами, конгломератами, пестроцветными песчаниками, известняками и граптолитовыми сланцами. Наиболее типичным является разрез ордовика Рассошинской зоны Омулевского поднятия [11].

Следующая эпоха деструкции в Западном блоке охватывала средний девон – ранний карбон. В это время палеотектонические обстановки характеризовались уже намного более сложным распределением морфоструктурных элементов на фоне мозаичного строения коры. Так, на месте Алазейского, Яракваамского и Еропольского поднятий (Алазейская и Олойская зоны) обозначились глубоководные участки с корой океанического типа. В упомянутых районах распространены метаморфизованные спилиты, базальты и их туфы, кремнистые породы, хемогенные известняки и аспидные сланцы.

Вблизи Омолонно-Колымского блока (Уш-Урукчанское, Моланджинское, Лево-Олойское поднятия), а также на Сетта-Дабане появились новые рифты с типичными формациями. Здесь установлена перемежаемость в разрезах красноцветных и пестроцветных осадочных пород с вулканитами основного и среднего состава и их туфами.

На юге Приколымского поднятия морские и континентальные образования представлены покровами базальтов, туфоконгломератами, туфобрекчиями и туфами основного состава, отождествляемыми с трапповым комплексом [18]. На севере Сетта-Дабана в девоне также обнаруживаются подобные формации [8].

Во внутр-них частях Олойской зоны и кое-где по ее периферии (Яблонский, Еро-

польский и другие районы) стали проявлять себя островные дуги с известково-щелочным типом излияний лав.

Колымо-Омолонский и Охотский блоки, а также некоторые блоки внутри Олойской зоны явились ареной субархального вулканизма, о чем свидетельствуют, в частности, кислые и средние эффузивы кедонской серии, входящей в состав чехла Омолонского массива.

В позднем палеозое палеотектонические обстановки еще более усложнились. В середине или в конце каменноугольного периода вследствие активизации тектонических движений различного порядка и знака, в том числе горизонтальных срывов, образовались уже упомянутые зоны на утоненной континентальной коре. Индикаторами их тектонического состояния являются кремнисто-вулканогенно-терригенные формации, отличающиеся от верхоянского комплекса. Так построены разрезы верхнего палеозоя и Иньяли-Дебинской зоне, а в Гижигинской существенную роль играют вулканиты, туфы и граувакки. Однако не только формации характеризуют строение этих зон. Они испытали интенсивное погружение, компенсированное мощным лавинным осадконакоплением.

В период образования Иньяли-Дебинской зоны гранитный слой, свойственный Яно-Колымской системе, резко сократился в мощности, а местами вовсе выклинился, и возникла структура, аналогичная современным материковым склонам и их подножьям. Утонение континентальной коры в Иньяли-Дебинской зоне сопровождалось раздвигами и удалением пластин палеозойских карбонатных пород. Есть основания полагать, что породы, слагающие Тас-Хаях-Тасское и Омулевское поднятия, оказались сорванными со своего первоначального субстрата и переместились в то положение, которое они занимают сейчас, а автохтоном для них явились допермские эвгеосинклинальные комплексы Алазейской зоны. Прямые и косвенные доказательства этого предположения приведены в работе [21].

Растяжение коры и ее утонение происходили также в тылу возникшей в позднем палеозое Кони-Тайгоносской островной дуги. На месте Гижигинской зоны существовал задуговой (тыловой) прогиб, в котором накапливались вулканомиктовые и кремнисто-терригенные формации и изливались лавы базальтов и андезитов. Он открывался на северо-запад и север в сторону уже появившегося тогда краевого морского бассейна.

На поздний палеозой приходятся разрывы и раздвиги, которые способствовали отторжению Омолонского и Тайгоносского массивов от некогда единого Колымо-Омолонского блока. На месте раздвиговой зоны образовался, в частности, Сугойский (Приомолонский) прогиб, разделяющий эти массивы. Его фундамент раздроблен и характеризуется различным положением блоков. Над приподнятыми блоками фундамента в северной половине Сугойского прогиба верхоянский комплекс относительно маломощный и не столь интенсивно дислоцирован. Южнее, ближе к Гижигинской зоне, фундамент опущен и утонен, и верхоянский комплекс сменяется здесь вулканогенно-туфо-терригенными формациями.

Изложенные данные показывают, насколько иллюзорны представления ряда исследователей, согласно которым Омолонский и Тайгоносский массивы являются чужеродными образованиями, перемещенными из южных широт вследствие продвижения к северу Тихоокеанской плиты и ее субдукции [5, 6, 16]. В данном случае эти весьма интересные построения не подтверждаются комплексным геологическим анализом (структурным, формационным, палеонтологическим). Что же касается палеомагнитных данных, то они нуждаются в существенных коррективах.

Позднепалеозойский этап в Западном блоке наряду с процессами рифтогенеза ознаменовался также новообразованием в некоторых участках Алазейско-Олойской системы гранитно-метаморфического слоя, комплексами-показателями которого являются габбро-плагиогранитные интрузии, известково-щелочные вулканиты, а также эвгеоантиклинальные формации. В базальных конгломератах верхнего триаса и средней юры в бассейнах рек Кыллах и Большой Анюй обнаружена галька более древ-

них пород, принадлежащих разным комплексам, в том числе островодужным сериям и офиолитовой ассоциации.

Вновь возникшие палеозойские поднятия в течение триаса, ранней и средней юры были окружены глубоководными шельфами и котловинами, в которых накапливались флишевые, граувакковые и туфотерригенные формации и местами изливались андезиты и базальты. Это происходило в Алазейской, Олойской, Иньяли-Дебинской, Гижигинской зонах и в южной части Сугойской. На поднятиях и в пределах срединных массивов формировались либо мелководные шельфовые комплексы, либо продолжались излияния известково-щелочных лав в условиях режима остаточных островных дуг.

Финальный рубеж глубокого раскрытия и утонения коры в Западном блоке пришелся на позднюю юру – валанжин. Южно-Анюйская зона с офиолитами, вулканогенно-кремнистыми и флишево-граувакковыми формациями и Илинъ-Тасская зона с возможным базитовым субстратом, подстилающим вулканогенно-терригенные толщи, являются убедительным тому подтверждением. В наших построениях упомянутые структурные элементы отнесены к категории континентальных рифтов и занимают площади современных хребтов, соответственно Южно-Анюйского и Илинъ-Тас. В последние годы появились публикации, в которых Южно-Анюйская система в значительно расширенных границах рассматривается как коллизионный шов на стыке мезозойских Евразийской и Северо-Американской плит [14]. Однако следует сказать, что приводимые доказательства в пользу существования в позднюрское – раннемеловое время этого шва едва ли убедительны, так как возрасты офиолитов, вскрытых в разных его участках, совершенно не коррелируются друг с другом: в Южно-Анюйском хребте – позднюрский, на Аляске – триасовый. На Большом Ляховском острове, куда, по аэромагнитным данным, продолжится на северо-запад этот шов, офиолиты (?) предположительно относятся к протерозою. Необоснованно датированы верхнюрским возрастом вулканогенно-кремнистые и сланцево-граувакковые образования с гипербазитами (?) и габбро, развитые на юго-востоке Чукотки. Почему-то не были приняты во внимание фактические материалы С.В. Благодатского, который впервые нашел в этих отложениях, сопоставляемых с кэпервемской свитой, нижнетриасовую фауну [22]. А ведь этот район является связующим звеном шва между Западной Чукоткой и Аляской. Потребуется, видимо, еще немало усилий, чтобы коллизионный шов можно было признать реально существующей структурой.

В позднюрское – раннемеловое время на фоне рифтогенеза и начавшегося тектонического скупивания в Индигиро-Колымской области в отдельных отштуровавшихся впадинах сохранялся остаточный геосинклинальный режим, а вблизи Охотского и Анадырско-Колымского водоразделов в наложенных впадинах накапливались нижние морские молассы. Рядом с ними, а также с Южно-Анюйской и Илинъ-Тасской зонами возвышались поднятия островных дуг, где формировался гранитно-метаморфический слой (Уяндино-Ясачненский, Северо-Олойский, Курьинский и другие вулканические пояса).

Такая обстановка сложного чередования в пространстве разнородных элементов, характерная для окраинно-морских систем, продолжалась до неокома, а местами до алта включительно. В конце этого этапа началась повторная континентализация коры в Индигиро-Колымской области. Колымские гранитоиды и их аналоги, пики внедрения которых пришлось на вторую половину раннего мела (100 млн лет), маркируют данное событие.

Во всех без исключения рассмотренных зонах Индигиро-Колымской области независимо от времени раскрытия коры, условий образования и особенностей тектонического развития окончательное становление континентальной коры пришлось на альб – сеноман. Оно сопровождалось накоплением верхних моласс и формированием окраинно-материкового Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

За пределами Индигиро-Колымской области (в Верхоянье, на Чукотке и в Восточной Арктике) на незатронутых или слабо затронутых деструкцией площадях в па-

леозойское время происходило накопление шельфовых комплексов — карбонатных, карбонатно-терригенных или преимущественно терригенных. Роль последних возрастает по мере приближения к Арктическому поясу. В этом же направлении заметно уменьшаются мощности толщ, появляются грубообломочные фации. Автор продолжает отстаивать сложившиеся после Н.С. Шатского взгляды, согласно которым в Арктическом сегменте находилась Гиперборейская платформа с достаточно высоко поднятым дорифейским кристаллическим фундаментом. Терригенные прогибы, приближенные к цоколю платформы, рассматриваются в качестве образований перикратонного типа [27].

В середине раннего карбона в характеризующихся областях карбонатное и карбонатно-терригенное осадконакопление сменилось без существенных тектонических перестроек накоплением верхоянского комплекса и его аналогов. Этот комплекс формационно неоднороден. Выделяются геоантиклинальные формации, часто ошибочно принимаемые за молассы. Вкост простираются они постепенно сменяются тонкозернистыми флишеподобными отложениями, характерными для наиболее прогнутых зон. В отдельных районах терригенные компоненты чередуются с подчиненными прослоями пепловых туфов. Роль пирокластики возрастает в зонах, приближенных к Индигиро-Колымской области. Если в целом характеризовать обстановки накопления миогеосинклинальных образований, то можно прийти к выводу о направленном углублении прогибов, принадлежащих обширной шельфовой области. Это углубление, по мнению автора, явилось следствием растяжения и незначительного утонения дорифейской коры, не дошедших до уровня раскрытия базальтового слоя.

Позднеюрская—меловая складчатость, гранитоидный магматизм и сиалическая металлогения, прервавшие длительный этап миогеосинклинального осадконакопления, есть следствие отраженной активизации в связи с повторным образованием континентальной коры в смежной Индигиро-Колымской области.

Дальнейшее развитие Западного континентального блока (поздний мел—кайнозой) ознаменовалось образованием дугообразных структур, окончательным оформлением северо-западной вергентности складчатых форм, ростом горных сооружений, периодически прерываемыми кратковременными эпохами планации. Можно думать, что все эти события причинно связаны со спредингом и океанообразованием в Арктическом сегменте, а также с возможным поддвигом Сибирской платформы под Яно-Колымскую систему [14].

Суммируя данные о тектоническом развитии Западного блока, можно констатировать, что все геосинклинальные зоны деструктивного происхождения в процессе формирования в них повторной континентальной коры оказались пространственно сближенными и образовали единую весьма компактную Индигиро-Колымскую область, приращенную в середине мелового периода к Верхояно-Чукотской, в основании которой находится сиалическая кора дорифейского возраста. В результате такого рода аккреции возник обширный континентальный массив.

Фундамент покровно-складчатой структуры Корякского нагорья образован офиолитовыми комплексами. С палеозойскими и мезозойскими породами они находятся в разных тектонических соотношениях, контролируются глубинными надвигами, занимают обычно верхнее структурное положение и маркируют аллохтонные пластины. Условия залегания офиолитов разнообразны: они встречаются в виде тектонических отторженцев в серпентинитовых меланжах или в виде олистолитов в олистостромовых толщах. Отдельные массивы образуют протрузии. Возраст офиолитов также различен: в Пенжинском кряже — ордовикско-силурийский, в Усть-Бельских горах — девонский, в Корякском хребте — средне-верхнепалеозойский. Установлены также верхнеюрско-неокомские и сенонские офиолиты. Эти данные указывают на неоднократное раскрытие океанической коры и последующее выведение в верхние слои литосферы ее фрагментов.

Однако океаническую кору былых и современных активных окраин, где локализируются геосинклинальные области, вряд ли можно отождествлять с корой сре-

динно-океанических хребтов и склонов абиссальных котловин по следующим соображениям. В верхней половине офиолитовой ассоциации на одном структурном уровне с дайковым комплексом, представленным диабазами, кератофирами, диоритами и андезитами, находятся так называемые "океанические плагиограниты". Согласно Р. Колману [7], они составляют лейкократовую часть офиолитового разреза и перекрываются базальтами и спилитами. В нашем распоряжении имеются результаты многочисленных петрохимических анализов пород, принадлежащих офиолитам: часть из них опубликована [9]. Сравнение состава плагиогранитов, тоналитов, базальтов и спилитов с аналогичными породами современных океанов показало, что перечисленные разновидности пород Корякского нагорья стоят ближе к габбиссальным и субвулканическим интрузиям и эффузиям островных дуг и краевых морей. Аналогичная ситуация выявилась в последнее время в Кордильерах Северной Америки.

Как могут быть интерпретированы изложенные факты? В переходных от континента к океану зонах, занятых активными континентальными окраинами, фрагменты океанической коры выведены на поверхность в преобразованном в сторону сиализации виде и есть, следовательно, основания полагать, что перед заложением эвгеосинклинальных прогибов здесь были созданы особые условия для формирования эмбрионального гранитно-метаморфического слоя, приуроченного к самым верхам мантии. Они предопределены повышенным тепловым потоком, мозаичным и сложным строением коры, излияниями лав разного состава и другими критериями, свойственными активным окраинам. К такому выводу автор пришел, анализируя тектонику и геодинамику северо-западного обрамления Тихого океана [24]. Тогда же было высказано предположение, что вокруг участков с эмбриональным гранитным слоем в последующем развитии эвгеосинклинальных поясов осуществлялась постепенная континентализация земной коры.

В палеозойское время в западной и восточной частях Корякского нагорья имели место разные палеотектонические обстановки. В первой из них осадконакопление определялось поступлением в область аккумуляции терригенного и вулканического материала в больших масштабах со стороны краевых и внутренних поднятий.

По распространению девонских и каменноугольных, а местами и пермских вулканогенно-терригенных, граувакковых, карбонатных и молассоидных формаций здесь восстанавливается ряд островных дуг, разделенных участками суши и междуговыми прогибами с корой переходного типа.

В более удаленных от континентального блока частях бассейна (Майницкая, Хатырская, Пикасваямская зоны) в среднем и позднем палеозое преобладала обстановка растяжения, и в более глубоководных прогибах осуществлялось некомпенсированное осадконакопление. Поверх офиолитов в течение этого времени накапливались преимущественно кремнистые и кремнисто-глинистые осадки и в меньшей мере карбонатные илы. Тектонически совмещенные покровные пластины, частью автохтонные, сложенные палеозойскими породами, содержат как бореальную, так и тетическую фауну, обнаруженную С.Г. Бялобжеским, Ю.А. Колясниковым, С.В. Руженцевым и др. в Хатырской зоне. Среди последней характерны *Pseudofusulina krafftii* (Schellwien), *Neoschwagerina cratiehliifera* (Swager), *Verbeekina verbeeki* (Geinitz), *Neoschwagerina margaritae* Deprat., *Jabeina globosa* и др. (определение М.Н. Соловьевой). Этот комплекс фауны датирует вмещающие слои в объеме от нижней перми до мургабского и мишйского ярусов верхнего отдела пермской системы.

Ранние этапы мезозойской истории расшифровываются весьма проблематично в связи с отсутствием в Корякском нагорье хорошо сохранившихся разрезов; тем не менее можно говорить о наличии по меньшей мере двух типов. Один из них образован кремнистыми и фтанитоидными породами, включающими конодонтовую фауну верхнего триаса (Эконайский аллохтон в Хатырской зоне). Другой, кэнкэренский, тип разреза составлен алевролитами, сланцами, пачками флиша с маломощными прослоями известняков, туфами и лавами среднего и кислого состава. По данным Ю.А. Бычкова и А.Д. Чехова [3], наибольший интерес в этом разрезе представляют аммоноидеи

из родов *Discotropites*, *Tropiceltites*, *Juvavites*, которые вместе с халобиями и брахиоподами принадлежат к Тетической палеозоогеографической области. Любопытно, что подобные аммоноидеи были обнаружены на Аляске и в Британской Колумбии Канады.

В среднем и позднем мезозое по пространственному распределению разнотипных формаций (флишевых, граувакковых, олистостромовых, вулканогенных, аспидных, туфотерригенных и других) восстанавливаются обстановки, присущие глубоководным котловинам краевых морей с корой океанического типа, островным дугам, нообразованным рифтам и поднятиями. Местонахождение перечисленных элементов не ограничивалось только современной площадью Корякского нагорья, если учитывать факты горизонтальных перемещений блоков литосферы по северо-западной периферии Тихого океана.

Имеются также данные, согласно которым позднеюрские и неокомские отложения Корякского хребта, объединенные в ряд свит, толщ и серий, содержат как бореальную фауну, распространенную главным образом в туфотерригенных образованиях, например бухиевый комплекс пекульнейской свиты, так и остатки тетической радиоляриевой фауны. Последняя заключена в яшмово-вулканогенных пачках яранайской свиты и чирынайской серии. Яранайская свита, развитая в бассейнах рек Хайдин, Яранайвеем, и Ваамочка, включает следующие виды: *Mirifusus mediolatata* (Rüst), *Podobursa triacantha* (Fisch.), *Conosphaera* aff. *sphaeroconus* Rüst. В чирынайской серии, распространение которой ограничивается Майницкой зоной, содержатся *Sphaerostylus lanceola* (Parona), *Lithocampe altissima* Rüst, *Podobursa triacantha* (Fisch.), *Sphaerostylus lanceola* (Parona), *Mirifusus mediolatata* (Rüst) и др. (определение В.С. Вишневецкой и Н.Ю. Брагина из сборов Корякской экспедиции).

Распространение тетической фауны в Корякском нагорье, как видно, отвечает трем стратиграфическим уровням: верхнему палеозою, верхнему триасу, верхней юре—неокому. Что касается более молодых подразделений, то в них остатки тетической фауны не обнаружены. Каким же образом она оказалась только в этих районах и не проникла в пределы морских бассейнов Верхояно-Чукотской области, если известно, что они в то время относились к бореальной провинции и находились в северных широтах? Попытки объяснить это явление морскими течениями едва ли обоснованны. Ответ на поставленный вопрос отчасти может дать анализ внутренней структуры Корякского нагорья. На геолого-структурной схеме одного из районов Корякского хребта (рис. 3) хорошо видна серия покровных пластин, нагроможденных друг на друга и запечатанных палеогеновыми неавтохтонными молассовыми отложениями. На юге выделяются Эконайский и Яранайский покровы, в центральной части — Верхнеальтаваамский, а на севере Нижне- и Верхнемайницкий. Каждый из них ограничен глубинными надвигами, контролирующими узкие полосы офиолитов и зоны меланжа. Все покровы вместе с офиолитами интенсивно деформированы и образовали сложные анти- и синформы [15]. Покровно-чешуйчатая структура Корякского нагорья иллюстрируется профилем, пересекающим все главные структурные зоны (рис. 4).

Были попытки палинспастических реконструкций данных обстановок с определением корней покровов в пределах Майницкой зоны, однако эти частные построения не могут считаться бесспорными.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что Корякское нагорье, как, вероятно, и многие другие районы активных окраин Тихого океана, представляют собой комбинацию разнофациальных одно- и разновозрастных комплексов, составивших пакеты аллохтонных пластин; в результате образовалась структура типа тектонического коллажа. Это могло произойти вследствие значительных горизонтальных перемещений Тихоокеанской плиты из южных широт в северные, сопровождаемых, с одной стороны, субдукцией океанической коры, а с другой — скупиванием и причленением к окраине континента (каковым в нашем случае является Западный блок) разнородных пластин — и автохтонных, принадлежащих активным окраинам, и алло-

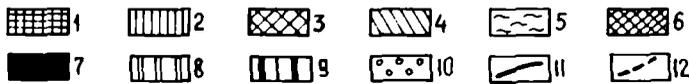
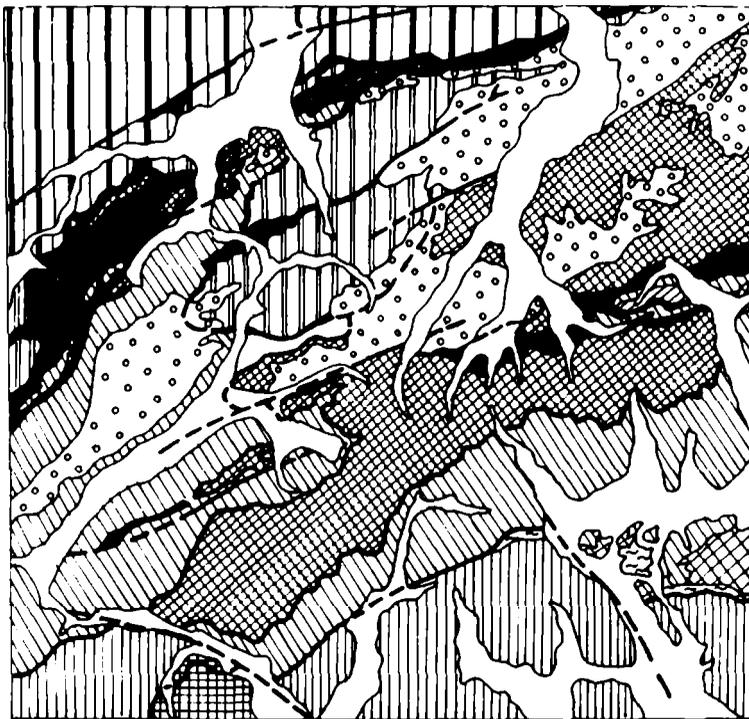


Рис. 3. Структурная схема Корякского хребта (по [15] с незначительными изменениями)

1 - отложения яранайской свиты; 2 - Эконайская система покровов; 3-9 - Корякская система покровов: 3-5 - Нижнеалькатваамский покров (3 - юрско-нижнемеловые, 4 - верхнемеловые-палеоценовые отложения, 5 - серпентинитовый меланж), 6 - Верхнеалькатваамский покров (верхнеюрско-нижнемеловые отложения), 7-8 - Нижнемайницкий покров (7 - офиолиты, 8 - юрско-нижнемеловые отложения), 9 - Верхнемайницкий покров (юрско-меловые отложения); 10 - Корякский неавтохтон (эоцен-олигоценовые отложения); разломы: 11 - установленные, в том числе глубинные надвиги, 12 - предполагаемые

хтонных. И те и другие свойственны аккреционным системам. Этот процесс не непрерывный, а протекал в эпохи становления гранитно-метаморфического слоя, коррелирующиеся с эпохами континентального корообразования. В Корякском нагорье наибольшее тектоническое сжатие произошло в альбе-туроне, что подтверждается проявлением габбро-плагиогранитного, андезит-базальтового и андезитового магматизма, образованием перед фронтом надвигающихся пластин олистостромовых толщ, а также формированием ряда наложенных впадин, выполненных молассаами.

В дальнейшем история Корякского нагорья характеризовалась следующими особенностями. В западных районах в конце мела располагалась мелководная шельфовая область с островами и поднятиями внутри нес. Шельфовый бассейн заполнялся морскими молассаами, а участки внутренней суши - континентальными, представленными грубообломочными породами, включающими пласты и линзы углей. Указанная шельфовая область отделялась от более глубоководных участков краевого моря континентальным склоном, примерно совпадающим с юго-восточным ограничением Таловско-Пекульнейской зоны, которая в это время обозначалась в виде тектонического уступа. За ним на востоке и юго-востоке продолжалось накопление флишевых и терригенных толщ, но уже в несколько сокращенных по площади прогибах за счет возникновения новых или роста ранее сформированных поднятий. В поднятых участ-

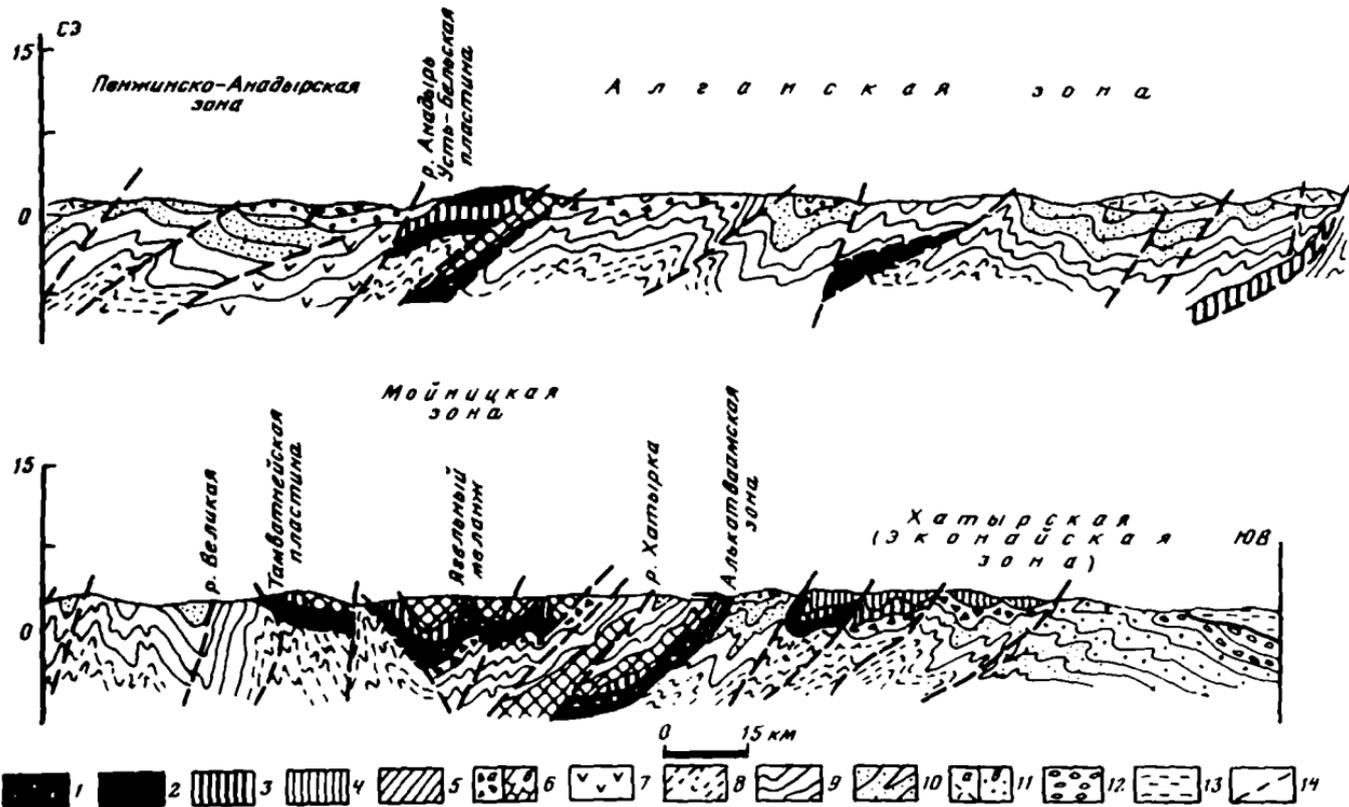


Рис. 4. Геологический профиль вкостр направления структур Корякского нагорья (по [21])

1 – серпентинитовый меланж; 2 – ультрабазиты; 3 – габбро-плагиигранитный комплекс; кремнисто-вулканогенные образования; 4 – палеозойского, 5 – мезозойского возраста; 6 – олистостромы (а) и олистоплаки известняков (б); комплексы: 7 – туфогенно-терригенный нижнемезозойский, 8 – верхнеюрско-нижнемеловой терригенный, 9 – альб-туронский флишевый (с олистостромами), 10 – сеонский флишевый, местами нижнемолассовой, 11 – палеогеновый эффузивный (а) и терригенный (б); 12 – неогеновые терригенные отложения; 13 – плиоцен-четвертичные осадки; 14 – разломы

как, представлявших собой либо изолированные вулканические острова, либо цепи островов и гряд, происходили излияния лав среднего и кислого состава и внедрение габбро-плагитогранитных интрузий, что свидетельствует о дальнейшем формировании и разрастании гранитно-метаморфического слоя. В сенонских отложениях Хатырской зоны встречаются горизонты и пачки олистостром, свидетельствующих о дальнейшем продвижении в горизонтальном направлении пластин горных пород. Таким образом, формирование аллохтонов, хотя и не в таких масштабах, еще продолжалось.

В южной части Корякской системы в сенонское время наряду с накоплением флишовой формации происходили излияния основных лав в подводных условиях, а еще южнее в Олюторской зоне накапливались параокеанические кремнисто-вулканогенные формации ватынской серии.

В конце кампана и в маастрихте произошло окончательное становление покровов в Корякском хребте, сопровождаемое излияниями базальтов и андезитов. Морские условия продолжали существовать до эоцена в Пикасьваямской, Укэляятской и Олюторской зонах, а на западе обозначилась суша.

В раннем и среднем эоцене в Корякской системе произошло резкое усиление процессов горизонтального сжатия, что привело к общему ее воздыманию и замыканию меловых прогибов.

Отрезок геологической истории, охватывающий интервал от позднего олигоцена до настоящего времени, характеризуется преобладанием восходящих движений умеренной интенсивности.

Анализируя мезозойскую и кайнозойскую историю Корякской системы, можно резюмировать, что континентальная стадия здесь только начинает проявляться. Она не выражена так, как в эвгеосинклинальных системах мезозойской, ибо капиновые гранитные интрузии и вулканоплутонические субазральные пояса не получили широкого распространения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На примере развития геосинклинально-складчатых поясов Северо-Востока СССР выявляются два типа аккреционных образований – внутриплитный и перикокеанический (межплитный). Внутриплитная аккреция, порожденная сочетанием в пространстве и во времени деструктивных и конструктивных процессов, завершилась приращением новообразованной среднемеловой континентальной коры Индигиро-Колымской области к дорифейской коре Верхояно-Чукотской. Межплитная аккреция явилась следствием сложного взаимодействия океанической коры с континентальной и выразилась, в частности, в образовании структур тектонического коллажа в Корякской системе.

Изложенные материалы по Северо-Востоку СССР позволяют сформулировать вывод, согласно которому геосинклинальные пояса не являются и никогда не являлись принадлежностью океанов, а занимали площади активных континентальных окраин. Однако геосинклинальный процесс немислим без взаимодействия континентальной и океанической коры.

Дальнейшие исследования целесообразно направить на разработку новых, более совершенных методов палеотектонического анализа с целью расшифровки геодинамической эволюции активных окраин, восстановления корневых областей, а также уточнения корреляционных связей между эпохами коро- и океанообразования. Северо-Восток СССР – наиболее представительный полигон для решения перечисленных задач.

1. Белоусов В.В. Некоторые вопросы строения и условий развития переходных зон между материками и океанами//Геотектоника. 1981. № 3. С. 5–14.
2. Белый В.Ф. Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1978. 215 с.
3. Бычков Ю.М., Чехов А.Д. Находка триасовых тетических аммонойд в Корякском нагорье// Докл. АН СССР. 1979. Т. 245. № 3. С. 676–678.
4. Зонешайн Л.П. Тектоника плит и геосинклинали//Геохимия магматических пород океана и зон сочленения океан–континент. Новосибирск: Наука, 1984. С. 6–14.
5. Зонешайн Л.П. Тектоника внутриконтинентальных складчатых поясов//27-й МГК: Тектоника. Секция С. 07. Доклады. Т. 7. Москва, 4–14 авг. 1984 г. М.: Наука, 1984. С. 48–59.
6. Зонешайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 311 с.
7. Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.
8. Левашов К.В. Среднепалеозойские эффузивные базиты Сетта-Дабана и восточной части Сибирской платформы//Магматизм Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1973. С. 199–206.
9. Марков М.С., Некрасов Г.Е., Паланджян С.А. Офиолиты и меланократовый фундамент Корякского нагорья//Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1984. С. 30–70.
10. Марков М.С., Пушаровский Ю.М., Тильман С.М. Закономерности формирования и преобразования континентальной коры//Тектоника континентальных окраин Северо-Запада Тихого океана. М.: Наука, 1980. С. 252–258.
11. Мерзляков В.М. Стратиграфия и тектоника Омuleвского поднятия М.: Наука, 1971. 151 с.
12. Натанов Л.М., Зонешайн Л.П., Шульгина В.С. и др. Геологическое развитие Колымо-Инди-гирского региона и проблема Колымского массива//Геотектоника. 1977. № 4. С. 18–31.
13. Некрасов Г.Е. Тектоника и магматизм Тайгоноса и северо-западной Камчатки. М.: Наука, 1976. 157 с.
14. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойд северо-востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 189 с.
15. Руженцев С.В., Бялобжеский С.Г., Григорьев В.Н. и др. Тектоника Корякского хребта//Очерки тектоники Корякского нагорья М.: Наука, 1982. С. 136–189.
16. Савостин Л.А., Натанов Л.М., Ставский А.П. Мезозойская палеогеодинамика и палеогеография Арктического региона//27-й МГК: Палеоокеанология. Коллоквиум К. 03. Доклады. Москва, 4–14 авг. 1984 г. М.: Наука, 1984. С. 172–187.
17. Ставский А.П. Тектоника Колымо-Инди-гирского региона: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1984. 24 с.
18. Сыркин П.П. Нягвенский комплекс Приколымья – аналог трапповой формации Сибирской платформы//Магматизм Северо-Восточной Азии. Магадан, 1975. Ч. 2. С. 35–41.
19. Тектоническая карта Востока СССР и сопредельных областей. Масштаб 1:2 500 000/Под ред. С.М. Тильмана, М.С. Маркова, Ю.М. Пушаровского и др. Магадан: Мингео СССР, 1979.
20. Тектоника Северной Евразии: Объяснительная записка к Тектонической карте Северной Евразии. М-6 1:5 000 000. М.: Наука, 1980. 222 с.
21. Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана/М.С. Марков, Ю.М. Пушаровский, С.М. Тильман. М.: Наука, 1980. 285 с.
22. Тильман С.М. Сравнительная тектоника мезозойд севера Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973. 326 с.
23. Тильман С.М. Тектоническое районирование Северо-Востока СССР по возрасту становления континентальной коры//Мезозой Северо-Востока СССР. Магадан, 1975. С. 31–32.
24. Тильман С.М. Тектоника и геодинамика северо-западной окраины Тихого океана//Тихоокеанская геология. № 1. 1982. С. 26–34.
25. Тильман С.М. Тектоника и металлогения Северо-Востока СССР//Сов. геология. № 1. 1982. С. 28–35.
26. 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.
27. Тильман С.М., Бялобжеский С.Г. Тектоническая эволюция Восточно-Арктической системы//27-й МГК: Геология Арктики. Коллоквиум. К. 05. Доклады. Т. 5. М.: Наука, 1984. С. 88–94.
28. Тильман С.М., Бялобжеский С.Г., Чехов А.Д. Особенности формирования континентальной коры на Северо-Востоке СССР//Геотектоника. 1975. № 6. С. 15–29.
29. Тильман С.М., Бялобжеский С.Г., Чехов А.Д. Тектоника и история развития Корякской геосинклинальной системы//Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. 220 с.

В.П. Зинкевич, А.О. Мазарович, А.В. Рихтер, С.Д. Соколов

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ПРИОКЕАНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ ВОСТОКА СССР

Полевые исследования последнего десятилетия доказали широкое распространение покровных и чешуйчатых структур на Востоке СССР (в Корякском нагорье, на Камчатке, Сахалине, в Приморье) и на Японских островах [15, 23, 26, 31, 34]. Их становление сопровождалось значительной региональной тектонизацией пород с формированием серпентинитовых меланжей, олистостром и протяженных зон динамометаморфизма. В процессе сложных геодинамических перестроек многие структурно-формационные комплексы различной природы были тектонически совмещены и нередко находятся в алиохтонном залегании. Выяснилось также, что на протяжении фанерозойской истории этого обширного региона имели место явления переориентации движения литосферных масс; в ряде случаев отмечается корреляция эпох образования крупных покровных и надвиговых структур.

В данной статье нами предпринята попытка выявления общих закономерностей в развитии континентального обрамления северо-западной части Тихого океана на основе нового фактического материала, полученного при изучении покровных и чешуйчатых структур приокеанической зоны. Для удобства изложения мы рассмотрим отдельно северную и южную части этой зоны, тем более что тектоническая эволюция Корякско-Камчатского региона во многом отличается от эволюции Приморья, Японских островов и Сахалина.

КОРЯКСКО-КАМЧАТСКИЙ РЕГИОН

Палеозойская и раннемезозойская история этого региона проблематична, так как породы этого возраста распространены незначительно, преимущественно в северо-западной и восточной частях Корякского нагорья. По-видимому, в палеозое существовал обширный бассейн с корой океанического типа. Признаков былого присутствия докембрийской континентальной коры в Корякском нагорье не обнаружено. Блоки этой древней коры существовали лишь северо-западнее и северо-восточнее этого бассейна (Омолонский, Чукотский массивы). Кроме того, крупный блок докембрийской континентальной коры обнажен в пределах Срединного хребта на Камчатке, где он находится среди сложно дислоцированных меловых образований.

Наиболее древние в Корякском нагорье нижнепалеозойские породы (ордовик-девон) установлены в западной его части, в пределах Понтонейских гор [11, 18]. По данным Г.Е. Некрасова и Н.Б. Заборовской, здесь широко распространены образования спилит-диабазовой формации, образование которой происходило на меланократовом основании [16]. Уже в конце ордовика эти породы, представляющие собой наиболее древний в Корякском нагорье офиолитовый комплекс, претерпели тектоническое расслоение, скупивание и метаморфизм в условиях глаукофан-зеленосланцевой фации [11, 16, 19]. В дальнейшем эти образования представляли собой фундамент для накопления прибрежно-морских и континентальных вулканогенных, вулканогенно-осадочных и, начиная с карбона, угленосных терригенных комплексов. По мнению Г.Е. Некрасова [19], начиная с каменноугольного времени эта часть района развивалась как двойная островная дуга. По-видимому, именно здесь впервые началось формирование гранитно-метаморфического слоя.

К юго-востоку от этой двойной островной дуги находился позднепалеозойский (девон?–пермь) обширный океанический бассейн, существование которого устанавливается по присутствию в современной покровной структуре востока Корякского нагорья преимущественно кремнистых и кремнисто-вулканогенных образований [27, 32]. По-видимому, в этом океаническом бассейне существовали подводные поднятия.

где проявлялся вулканизм основного состава, а местами формировались рифогенные постройки. В соседних более глубоководных областях отлагались кремнистые и кремнисто-глинистые осадки. В последнее время [27] обнаружены также палеозойские обломочные и пирокластические породы, формирование которых происходило в относительной близости от суши.

В целом можно сказать, что имеющиеся в настоящее время материалы по Корякскому нагорью позволяют надежно реконструировать позднепалеозойский океанический бассейн, ограниченный в северо-западной части четким поднятием островодужного типа.

В триасе палеотектоническая картина сильно усложнилась. На самом северо-западе рассматриваемого района продолжало существовать возникшее еще в палеозое и весьма сходное с двойными островными дугами поднятие. В его северо-западной части формировались мощные вулканогенные и туфотерригенные образования, наиболее полно представленные в южной части п-ова Тайгонос [19]. В междуговом прогибе (Пенжинско-Анадырская тектоническая зона) отлагались туфогенно-осадочные и тефроидные толщи [12, 19]. Фронтальная часть этого поднятия (Таловско-Майнская зона) характеризуется полным выпадением из разреза триасовых отложений, вероятно, обусловленным тем, что эта часть тектонической структуры являлась областью размыва. Скорее всего здесь в позднем триасе происходили интенсивные тектонические подвижки, то есть продолжалось начавшееся еще в позднем палеозое тектоническое скупывание океанических и переходных комплексов. Перед фронтом этого поднятия в позднем триасе накапливались мощные олистостромовые комплексы, установленные в виде отдельных тектонических чешуй на Ваежском поднятии [12].

В центральных и восточных частях Корякского нагорья исследованиями последних лет установлены фрагментарно распространенные разрезы двух типов триасовых образований.

Первый включает вулканогенно-осадочные и вулканогенные породы, установленные в виде отдельных тектонических пластин, чешуй и глыб среди более молодых отложений. В пределах хребта Кэнкэрэн установлены тектонические пластины, сложенные фаунистически охарактеризованными туфогенно-осадочными и вулканогенными комплексами с эффузивами известково-щелочной серии [12, 34]. А.Д. Чехов и Ю.М. Бычков обнаружили здесь фауну тропитид тетического облика [7, 33]. Сходные, но гораздо менее представительные комплексы установлены также в верховье р. Малый Научерынай, на правобережье и в верховьях р. Хатырки и в Чирынайских горах [5, 34].

Второй, вулканогенно-кремнистый, тип разреза был установлен в юго-восточной части Корякского нагорья в Эконайской тектонической зоне. В.А. Аристов и Н.Ю. Брагин доказали находками триасовых конодонтов и радиолярий в кремнистых породах присутствие среди палеозойских толщ отдельных тектонических пластин, сложенных средне-верхнетриасовыми глубоководными образованиями [2]. Состав триасовых толщ близок к палеозойским: это вулканогенно-кремнистые, реже кремнисто-глинистые образования с экзотическими телами палеозойских известняков. Характерно присутствие осадочных брекчий, состоящих из обломков палеозойских известняков, кремней, основных эффузивов в глинистом и кремнистом цементе.

Своеобразный тип разреза триасовых отложений установлен в последнее время [6] в центральной части Корякского нагорья, в верховьях р. Емраваам. Здесь в нижней части толщи распространены среднетриасовые вулканомиктовые песчаники с горизонтами и линзами кремнистых пород; верхняя ее часть сложена главным образом кремнистыми отложениями, в меньшей мере кремнисто-глинистыми терригенными образованиями с глыбами верхнепермских известняков. Состав обломочного материала свидетельствует о размыве вулканогенных толщ, а наличие кристаллокластики указывает на синхронный вулканизм.

Оба типа рассматриваемых разрезов формировались на меланократовом основании, т.е. в раннем мезозое, как и в позднем палеозое, существовал океанический бассейн с поднятиями островодужного типа. Строение глубоководных триасовых разрезов

показывает, что в открытом океаническом бассейне существовали приподнятые участки, где на базальтовом основании возникали рифогенные постройки. Характерной чертой средне-верхнетриасовых толщ восточной части Корякского нагорья является наличие экзотической для современного их местоположения тетической фауны. Появление в триасе кремнистых толщ с горизонтами специфических кремнеобломочных пород и глыбами палеозойских известняков скорее всего было связано с этапами деструкции палеозойской океанической коры [30].

Таким образом, тектонически сближенные в современной тектонической структуре Корякского нагорья различные формационные комплексы средне-верхнетриасовых пород свидетельствуют о чрезвычайно сложной геодинамической обстановке этого времени (рис. 1). На северо-западе океанического бассейна уверенно реконструируется двойная островная дуга, во фронтальной части которой продолжается тектоническое скупивание. Юго-восточнее существовали поднятия с вулканизмом известково-щелочного типа (островные дуги?). В то же время отмеченные выше специфические кремнистые толщи (так называемые экзотические толщи) средне-верхнетриасовых пород – разрезы 2-го типа – свидетельствуют о существовании зон вторичного растяжения и деструкции в пределах палеозойской океанической коры.

В ранне-среднеюрское время продолжала развиваться островная дуга на северо-западе региона, что устанавливается по сходству формаций этого времени с триасовыми. В то же время тектонический режим для восточной части региона не ясен, так как отложения нижней – средней юры здесь почти не известны.

В поздней юре начинается принципиально новый этап тектонического развития региона (см. рис. 1). На самом северо-западе продолжали существовать зона активного основного и среднего вулканизма (в основании Охотско-Чукотского пояса) и расположенная юго-восточнее зона тектонического скупивания (покровно-чешуйчатая Таловско-Майнская зона). Восточнее начиная с кимериджского времени закладывается целая система расколов на коре субокеанического и переходного типа. Обособившиеся блоки палеозойских и нижнемезозойских пород раздвигались, вскрывая породы меланократового фундамента. Формировался дайковый комплекс. Характерным индикатором обстановки растяжения и образования крупного новообразованного бассейна служит также появление верхнеюрско-раннемеловых кремнисто-вулканогенных образований, исключительно широко распространенных в северной и центральной частях Корякского нагорья. Синхронно с этим раздвижением южнее новообразованного бассейна формировалась зона скупивания материала, представлявшая собой поднятие, сложенное породами палеозоя, габброидами, плагиогранитами [28]. Ранее справедливо подчеркивалось, что такие палеозоны вторичного растяжения в зоне перехода океан-континент сходны с некоторыми современными глубоководными впадинами окраинных морей [19, 22]. Примерами такого комплементарного ряда структур могут служить глубоководная Командорская котловина и сопряженный с ней хребет Ширшова в Беринговом море [21].

В раннем мелу начинается закрытие этого новообразованного бассейна, фиксируемое по появлению олистостромовых комплексов в берриас-валанжинских и юрских слоях. Особенно интенсивной была тектоническая фаза в конце готерива – барреме, когда был сформирован целый ряд покровно-чешуйчатых структур в северо-западной части региона – Важское [12] и Пекульнейское [20] поднятия. После этой перестройки в альб-сеноманское время произошло массовое излияние вулканитов Охотско-Чукотского пояса. Формирование этого пояса знаменовало собой становление континентальной окраины в северо-западной части региона, что неоднократно подчеркивалось в литературе [17, 31]. Уже в альбе в примыкающих к этому поясу частях (Мургальское поднятие) появляются первые молассы, в то время как восточнее в условиях тектонически расчлененного рельефа продолжался морской режим осадконакопления.

В конце турона – раннем сеноне проявился еще один крупный этап тектонического сжатия с формированием ряда покровно-чешуйчатых структур и окончательным закрытием возникшего в юре новообразованного бассейна. Примыкающая к Охотско-Чукот-

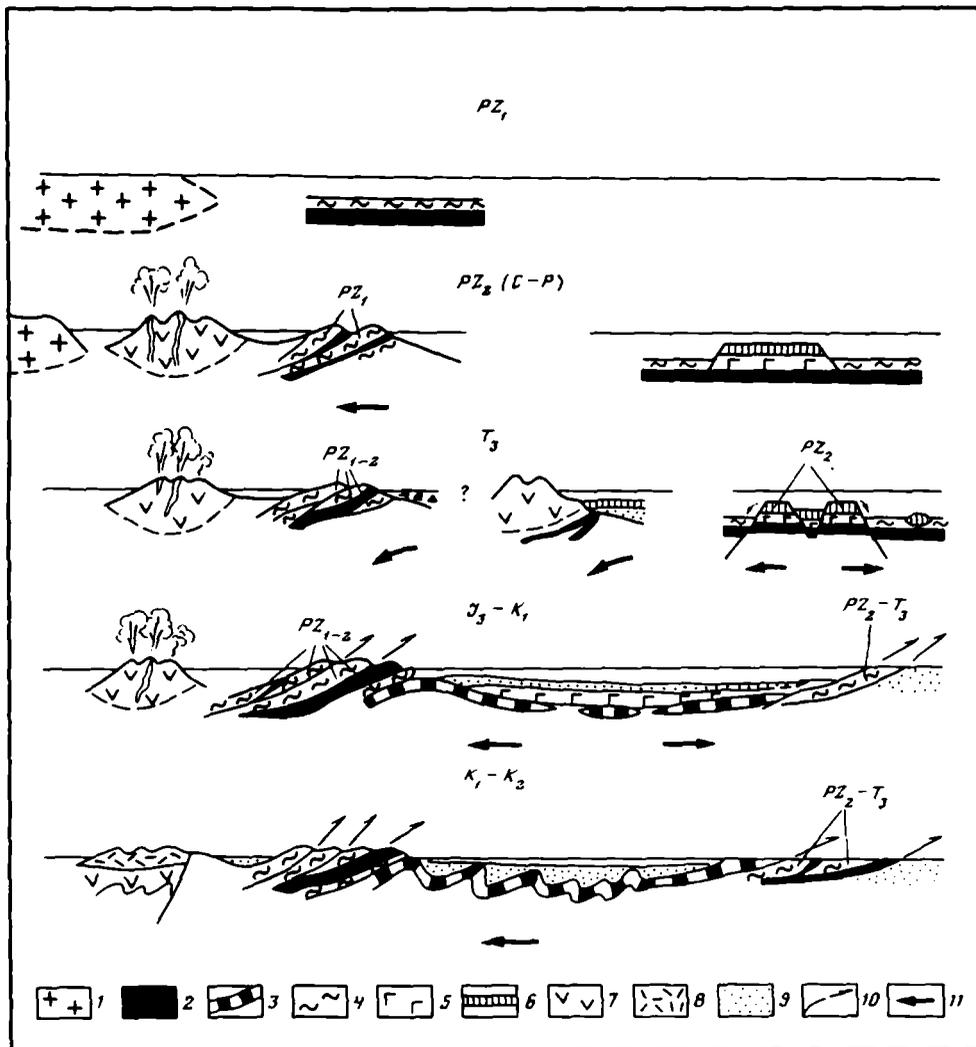


Рис. 1. Основные этапы тектонического развития северной части Корякского нагорья
 1 - докембрийский силлицический фундамент; 2 - палеозойский меланократовый фундамент;
 3 - мезозойский меланократовый фундамент; 4 - кремнистые образования; 5 - кремнисто-суль-
 фидогенные образования; 6 - рифогенные известняки; 7 - преимущественно среднего
 состава, 8 - преимущественно кислого состава; 9 - туфо-терригенные отложения; 10 - надвиги;
 11 - предполагаемое направление перемещения

скому поясу северо-западная часть региона представляла собой уже мелководную шельфовую область, а остальная часть являлась областью накопления фашиально изменчивых флишондных и граувакковых толщ.

Интенсивное сжатие происходило в конце позднего мела (предмаастрихтская тектоническая фаза) и в конце мела-начале палеогена. К этому времени северная часть Корякского нагорья уже представляла собой сложную покровно-складчатую область. В это же время (в конце позднего мела) началось надвигание (обдукция) в северном направлении Ватынского покрова (Олюторская зона) [3].

Строение этой зоны, выполненной разнообразными верхнемеловыми и кайнозойскими структурно-формационными комплексами, еще недостаточно изучено, но уже ясно, что значительная часть пород этой структуры находится в аллохтонном залегании [1].

3]. В настоящее время не ясно, обусловлено ли это надвигание компенсацией растяжения в Командорской котловине Берингова моря [3] или же тектонические структуры Олюторской зоны протягиваются на Восточную Камчатку, составляя с ней единую покровно-чешуйчатую зону. Проведенное ранее сравнение меловых и палеогеновых формаций Восточной Камчатки и Олюторской зоны Корякского нагорья показало их большое сходство, что свидетельствует в пользу существования единого обдуктивного механизма формирования тектонических покровов этих зон. Во всяком случае, в целом ряде районов Восточной Камчатки (Валагинский хребет, Кроноцкий полуостров, хребет Кумроч) установлено, что офиолиты и меловые вулканогенно-осадочные и терригенные образования [8] находятся в аллохтонном залегании. Чрезвычайно широко распространен здесь и серпентинитовый меланж различных типов, большей частью слагающий пологозалегающие маломощные (не более 200–300 м) тектонические пластины [25].

Все это позволяет говорить о покровном строении всей Восточной Камчатки. Геологическая изученность ее еще недостаточна, чтобы точно восстановить этапы становления покровных и чешуйчатых структур этого региона. По-видимому, начало этого процесса приходится на конец позднего мела, о чем свидетельствуют олистостромовые комплексы ряда районов (например, в хребте Кумроч). Значительность позднемеловых раннекайнозойских движений подчеркивается заложением в это время Алеутской островной дуги [35]. Как показывают данные по п-ову Камчатский Мыс – северо-западному окончанию этой дуги, – при этом происходило интенсивное тектоническое скучивание офиолитовых комплексов в ее основании с формированием целой системы тектонических покровов.

В эоцене–начале олигоцена в результате интенсивного сжатия на Восточной Камчатке и в южной част. Корякского нагорья происходило дальнейшее усложнение тектонической структуры с образованием главным образом чешуйчатых структур, вергентность которых полярно изменилась. Запрокидывание сжатых, вплоть до изоклинальных складок, разделенных надвигами, происходило в сторону Тихого океана. К этому же времени относится и раскрытие Командорской котловины в Беринговом море, компенсация которого выразилась в возникновении хребта Ширшова – тектонического поднятия на морском дне с покровным строением [21].

Более молодые этапы тектонического развития, лишь усложняющие общую структуру Корякско-Камчатского региона, мы не рассматривали.

ПРИМОРЬЕ И САХАЛИН

Характерной чертой второго из рассматриваемых районов, т. е. Дальнего Востока, является его тектоническая асимметрия. Она подчеркивается наличием крупных масс с континентальной корой дорифейского возраста на западе района и существованием характерных для океанической коры комплексов среднепалеозойского или, возможно, еще более древнего возраста на востоке. Фрагментами океанического основания можно считать гипербазиты, габброиды и амфиболиты, слагающие покровные пластины в Южном Приморье, на Сахалине и на территории Японских островов. Вместе с тем отдельные находки метаморфических пород докембрийского возраста, отдельные массивы раннепалеозойских гранитоидов и некоторые другие признаки указывают на то, что среди пород океанического типа существовали фрагменты древней континентальной коры, появление которых можно объяснить процессами деструкции края материкового блока еще в дорифейское время. Таким образом, мы приходим к идее о гетерогенности первичного основания, на котором впоследствии были сформированы горно-складчатые сооружения этого района.

Ранне-среднепалеозойская история региона устанавливается фрагментарно и то только для районов Приморья и Японских островов. Известно, что рифейско-кембрийские карбонатные отложения развиты на Ханкайском массиве [22]. Видимо, в это время здесь существовала древняя окраина пассивного типа (рис. 2), которая в конце ранне-

палеозойского времени подверглась складчатости, обусловившей простирание основных структур Сихотэ-Алиня.

В девоне на краю континентального блока был заложен вулканический пояс [14], в пределах которого формировались толщи лав среднего и кислого составов, сначала в морских, а затем и в континентальных условиях. В каменноугольный период пояс подвергся складчатости. В восточных районах Приморья в пределах океанического бассейна были развиты обширные мелководные плато и вулканические поднятия, где происходило накопление карбонатных, вулканогенных и маломощных кремнистых образований. В перми вдоль края Ханкайского массива вновь образовался пояс средних и кислых эффузивов, развитие которого закончилось незадолго до конца палеозоя и сопровождалось становлением массивов гранитоидов в западных районах Приморья [13]. Восточнее, на территории собственно Сихотэ-Алиня, формировались карбонатно-кремнисто-вулканогенные формации, наследуя условия, установленные еще в карбоне. Вдоль фронтальной части вулканического пояса был заложен крупный прогиб, возможно глубоководный желоб, выполняемый осадками флишоидного типа.

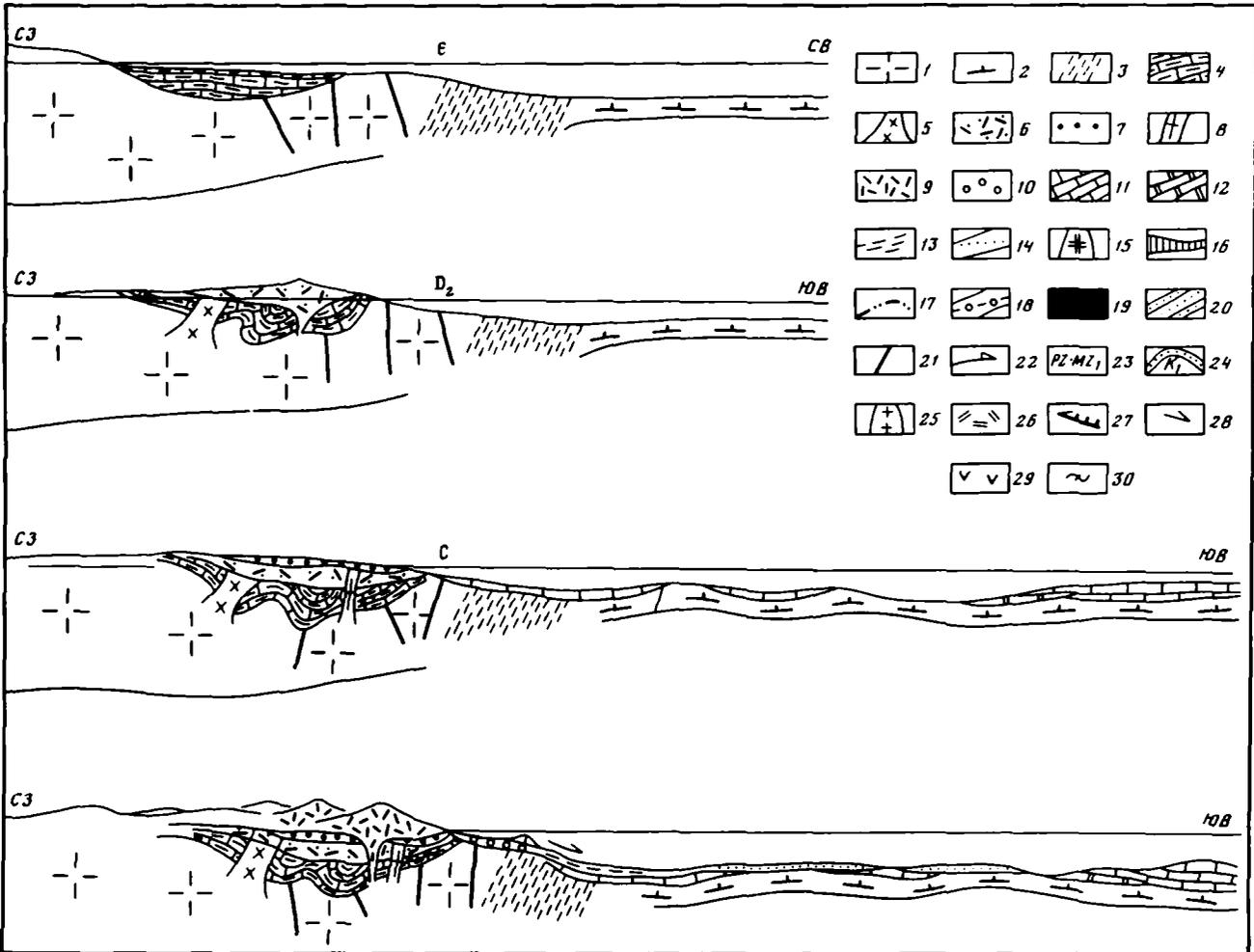
На рубеже палеозоя и мезозоя (см. рис. 2) край материка и дно прилегающего бассейна подверглись деструкции, которая подтверждается сменой осадконакопления, заложением грабеновых структур на территории Корейского полуострова, [9] формированием крупных подводно-оползневых масс с глыбами пород фундамента в пределах морского бассейна, резким изменением палеогеографии. На фоне общего регионального растяжения, охватившего Приморье, Японские острова и Корейский полуостров, существовали отдельные зоны, такие, как Хида и районы юго-западной Японии, в которых осуществлялось тектоническое сучивание [36]. При этом движения были направлены со стороны материка. Активизация проявилась также формированием комплексов гранитоидов в пределах докембрийской континентальной коры, а также массовыми излияниями эффузивов основного состава. Последние на территории Приморья в ряде мест западного Сихотэ-Алиня включали в себя тектонически дезинтегрированные блоки более древних палеозойских пород. В более восточных районах в триасе формировался комплекс щелочных оливиновых и толеитовых базальтов и красных яшм малой мощности, ныне отсутствующих на Сахалине и образованных в океанических условиях. Он формировался непрерывно вплоть до альбского времени. Палеогеографические построения показывают, что триасовые и ранне-среднеюрские комплексы отложений районов Южного Приморья, Кореи, Японских островов и Сахалина характеризуют собой единый латеральный ряд структур: континентальный блок — шельф — окраинный бассейн, отделенный от континентальных районов крутым склоном, а от океана — системой невулканических относительно мелководных поднятий (палеоокеанический бассейн).

На рубеже средней и поздней юры многие районы юга Дальнего Востока подверглись складчатости. Вероятно, с этого времени началось формирование чешуйчато-надвиго-



Рис. 2. Палеотектонические профили через Южное Приморье

1 — континентальная кора дорифейского возраста; 2 — океаническая кора; 3 — области выклинивания континентальной коры; 4 — карбонатно-терригенные толщи, RF—E; 5 — гранитоиды, O—S; 6 — вулканы, D₂; 7 — красноцветные молассы, D₂ (люторгская свита); 8 — гранитоиды, D; 9 — вулканы кислого и среднего состава, P; 10 — шельфовые отложения пермского возраста; 11 — карбонатные отложения; 12 — кремнистые отложения; 13 — терригенные отложения (алевролиты, песчаники), P (арнадненская свита); 14 — слюдяные песчаники, P₂; 15 — гранитоиды, P; 16 — первичный гранитно-метаморфический слой; 17 — терригенные отложения с каменными углями, T₃; 18 — подводно-оползневые массы сихотэ-алинского комплекса; 19 — габброиды в аллохтонном залегании; 20 — флишевые отложения, K₁; 21 — разломы; 22 — надвиги позднерюско-раннемелового возраста; 23 — палеозойские-нижнемезозойские комплексы нерасчлененные; 24 — смьтые нижнемеловые отложения; 25 — калиевые гранитоиды позднемелового возраста; 26 — эффузивы позднемелового возраста; 27 — надвиги турон-раннесенонского возраста; 28 — континентальная кора, K₂; 29 — направление сноса осадочного материала; 30 — эффузивы основного состава



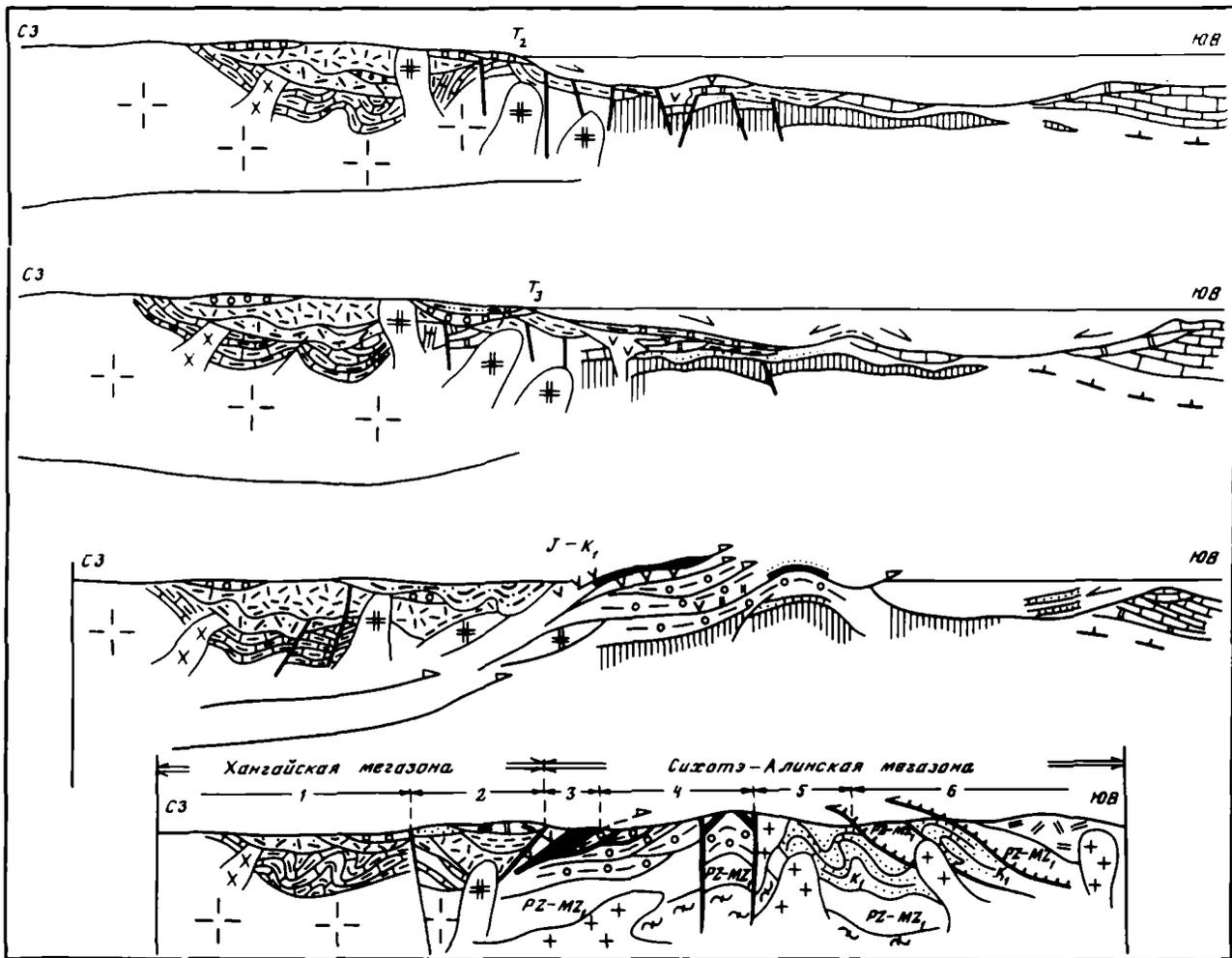


Рис. 2 (окончание)

вых структур, известных в западных районах Сихотэ-Алиня [4]. Этот процесс, очевидно, продолжался импульсивно до валанжина. Общее движение масс осуществлялось от континента. После формирования складчатой структуры в альб-сеноманское время на месте Сихотэ-Алиня располагалось небольшое окраинное море, заполнявшееся флишевыми образованиями, и островная дуга, сочленявшаяся на востоке с глубокоководным трогом [17]. В турон-раннесенонское время произошло замыкание этих структур Сихотэ-Алиня в результате тектонических движений, направленных с юго-востока. На месте новообразованной складчатой области в сеноне закладывается окраинно-материковый Восточно-Сихотэ-Алинский вулканоплутонический пояс, просуществовавший до конца палеоцена [10].

Окраинные части океанического бассейна, размещавшиеся в раннем мезозое где-то к востоку от современного Сихотэ-Алиня, в альб-сеноманское время были отчленены от океана островной дугой и превратились в часть переходной зоны, состоящей из чередования островных дуг, междуговых бассейнов и невулканических поднятий. В самом конце мела—начале палеогена приокеаническая зона подверглась новому этапу тектонического сжатия с движением масс со стороны палео-Тихого океана. В это время в районе современного Сахалина (рис. 3) произошли сближение структур приокеанической зоны и становление офиолитовых аллохтонов Восточно-Сахалинского офиолитового пояса, были сформированы складчатая и чешуйчато-надвиговая структуры центральных и восточных районов острова, обусловленные движениями по глубинным надвигам, ныне выраженным зонами зеленосланцевого динамометаморфизма мезозойских и более древних пород (вальзинская серия). Столь интенсивные перестройки отразились на Сихотэ-Алине лишь некоторой активизацией магматических процессов на рубеже среднего и позднего эоцена. Современный облик приокеаническая зона приобрела в основном после раскрытия бассейна Японского моря в ходе деструкции, начавшейся на рубеже эоцена и олигоцена [17].

Анализ тектонической истории рассмотренных частей приокеанической зоны показывает, что имеется определенная корреляция тектонических процессов (рис. 4).

Интенсивные движения в районах Корякии, Приморья и Внутренней зоны Японских островов имели место еще на рубеже раннего—среднего палеозоя и в позднем палеозое.

Значительная активизация тектонических процессов приходится на позднюю юру и ранний мел. В Приморье это время активного сжатия, происходившего вплоть до готерива. В Корякии в начале поздней юры происходила интенсивная деструкция с формированием новообразованного окраинного бассейна и в то же время существовали связанные с его раскрытием локальные зоны сжатия. Впрочем, с раннего мела здесь, как и в Приморье, господствуют условия сжатия, которое достигло своего апогея в конце готерива—барреме, с образованием на западе района системы покровных и чешуйчатых структур. В раннемезозойских океанических образованиях, ныне слагающих о-в Сахалин, тектоническое сжатие проявилось в альбе—сеномане.

Наиболее значительное тектоническое сжатие в обоих районах происходило в конце мела—середине палеогена. Намечается несколько тектонических фаз, некоторые из них проявились на весьма значительных площадях. Эти фазы приходятся на рубеж кампана—маастрихта, конец мела—начало палеогена и эоцен, местами начало олигоцена.

Характерной особенностью тектонической эволюции приокеанической зоны являются переориентировка направления тектонических движений и изменение вергентности структур. Примером может служить Сахалин, где после альб-сеноманского сжатия, вызванного тектоническими движениями, направленными со стороны азиатского палеоматерика, на рубеже мела и палеогена сформировалась структура, обусловленная перемещением масс со стороны Тихого океана. В Корякском нагорье, в северной его части, в результате движения масс с вергентностью от континента к океану, происходившего в позднюрское—поздне меловое время, сформировалась Корякская система покровов [29]. Начиная с поздне мелового—раннепалеогенового этапа деформаций про-

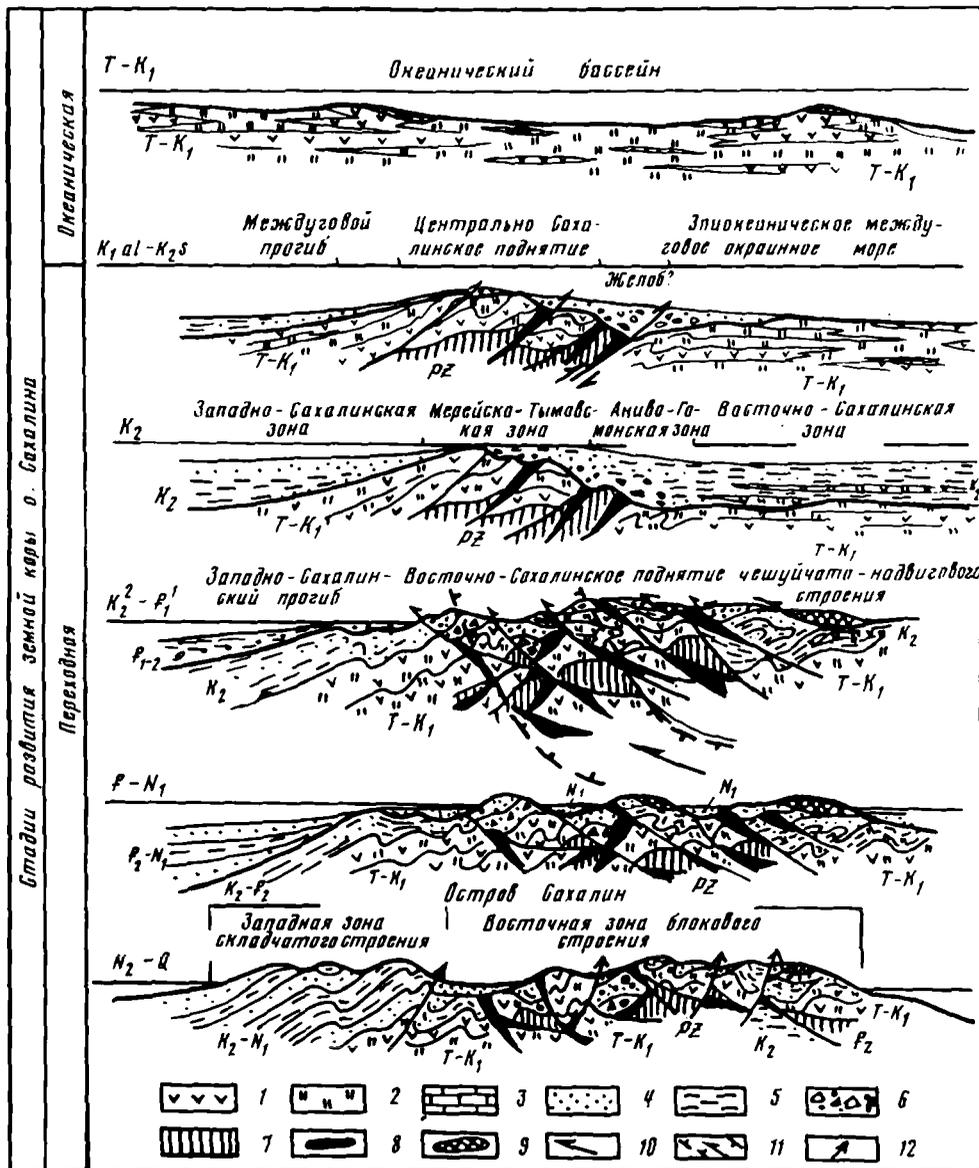


Рис. 3. Стадии тектонического развития о-ва Сахалин

1-6 - мезозойские и кайнозойские образования: 1 - базальты, 2 - яшмы, 3 - известняки, 4 - песчаники и алевролиты, 5 - аргиллиты, 6 - микститы; 7 - палеозойские образования; 8 - метафиолиты (серпентинизированные гипербазиты, амфиболиты, амфиболовые сланцы и кварциты); 9 - офиолитовые аллохтоны; 10 - надвиги и направление движения масс вдоль них; 11 - зона глубинного надвига; 12 - плиоцен-четвертичные сдвиги и взбросо-надвиги

изошла смена направления движений от океана к континенту, что выразилось в обдукции Ватынского покрова Олюторской зоны и ретрошарьяжах опрокинутых складок позднепалеогенового времени в Корьякской системе покровов. Такая же переориентировка движений происходила на рубеже раннего-позднего мела в Приморье, а в конце эоцена-начале олигоцена на Восточной Камчатке.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Все изложенное выше позволяет сделать ряд выводов:

1. В пределах крупных тектонических зон континентального обрамления, имеющих покровное и чешуйчатое строение, устанавливаются фрагменты древних островных дуг, окраинных морей и образований океанической стадии. Повсеместно в различных зонах отмечается латеральное омоложение в сторону Тихого океана однотипных формаций. Океанический или окраинно-морской меланократовый фундамент в этих зонах сохранился лишь в виде тектонических покровов, пластин и чешуй, сложенных серпентинитовым меланжем с глыбами и блоками ультрабазитов и габбро. Примеры древних вулканических поднятий и современных островных дуг показывают, что во фронтальной их части встречаются зоны скупивания коры с образованием сложных покровов, шарьяжей, серпентинитовых меланжей.

2. С самых ранних этапов развития приокеанической зоны отмечается ее неоднородность. Еще в начале фанерозоя на западе региона существовали крупные массы докембрийской континентальной коры, в то время как восточнее располагался бассейн с корой океанического типа. Наблюдающиеся местами (например, в Японии или Центральной Камчатке) фрагменты древней сиалической коры среди более молодых океанических комплексов, связаны, возможно, с наиболее ранними проявлениями тектонической деструкции. Палеотектонические реконструкции показывают, что эта латеральная неоднородность отмечается на протяжении всего фанерозоя. Повсеместно в пределах приокеанической зоны процессы тектонического скупивания в западной ее части начались раньше, чем в восточной.

3. Приокеаническая зона развивалась в сложном геодинамическом режиме, при котором эпохи преобладающего сжатия чередовались с эпохами преобладающей деструкции или относительного покоя. При этом на фоне преобладающих процессов сжатия или растяжения одновременно существовали сопряженные с ними по латерали противоположные процессы. Тектоническое скупивание с образованием покровных или чешуйчатых структур в приокеанической зоне происходило в течение трех основных этапов: поздне триасового, позднемюрского–раннемелового, поздне мелового (сенонского)–среднепалеогенового. Процессы сжатия осуществлялись импульсивно. Отдельные тектонические фазы, например на рубеже кампана и маастрихта, мела и палеогена, эоцена–начала олигоцена, проявились почти во всех регионах. Для ряда районов отмечается переориентировка движения литосферных масс.

Деструктивные процессы проявлялись на разных этапах развития приокеанической зоны и в различной форме. К ним относятся разрушение континентальной коры при ее растяжении вплоть до полного разрыва и образования коры океанического типа, а также деструкция коры переходного типа с образованием новообразованных окраинных морей. Основные этапы деструкции в разных частях приокеанической зоны происходили на границе палеозоя–мезозоя, в конце средней–начале поздней юры и в конце эоцена–олигоцена.

4. Рассматривая тектоническое развитие приокеанической зоны в целом можно сказать, что в фанерозое происходило формирование коры континентального типа и общее увеличение площади континента. Нарастание континентального блока происходило преимущественно за счет приращения все новых и новых участков палеотихоокеанской коры со скачкообразным смещением в сторону Тихого океана границы переходной зоны, т. е. системы островная дуга–желоб. Ведущим процессом формирования коры континентального типа являлось тектоническое скупивание и метаморфизм коры океанического, а затем и переходного типа.

Выявление в пределах рассмотренных районов разновозрастных океанических комплексов, наиболее древние из которых датируются ранним палеозоем, подтверждает выводы о большой древности Тихого океана.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев Э.С. Основные черты развития структуры южной части Корякского нагорья//Геотектоника. 1979. № 1. С. 85–96.
2. Аристов В.А., Брагин Н.Ю. Триас в вулканогенно-кремнистых образованиях Корякского нагорья//Докл. АН СССР. 1980. Т. 254, № 6. С. 1432–1434.
3. Боданов Н.А., Чеховиц В.Д., Сухов А.Н., Вишневская В.С. Тектоника Олюторской зоны//Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 189–217.
4. Берсенева И.И. О надвиговых и сдвиговых структурах южной части Сихотэ-Алиня//Докл. АН СССР. 1964. Т. 158, № 4. С. 846–849.
5. Брагин Н.Ю., Григорьев В.Н., Крылов К.А., Соколов С.Д. Новые находки средне- и верхнетриасовых отложений в Корякском нагорье//Докл. АН СССР. 1986. Т. 288, № 4. С. 954–957.
6. Брагин Н.Ю., Григорьев В.Н., Крылов К.А., Соколов С.Д. Триасовые отложения в западной части Корякского хребта//Тихоокеанская геология. 1986. № 3. С. 167–181.
7. Бычков Ю.М., Чехов А.Д. Находка триасовых тетических аммоноидей в Корякском нагорье//Докл. АН СССР. 1979. Т. 245, № 3. С. 676–678.
8. Вулканогенно-кремнистые формации Камчатки. Новосибирск: Наука, 1974. 115 с.
9. Геология Кореи. М.: Недра, 1964. 263 с.
10. Геология СССР. Т. XXXII; Приморский край. Ч. 1: Геологическое описание. М.: Недра, 1969. 695 с.
11. Заборовская Н.Б., Некрасов Г.Е. Новые данные о стратиграфии нижнего и среднего палеозоя Понтийских гор (Пенжинский кряж)//Тез. докл. Межвед. стратигр. совещ. по докембрию и палеозою Северо-Востока СССР. Магадан: ДВНЦ АН СССР, 1974. С. 162–163.
12. Зинкевич В.П. Формации и этапы тектонического развития Севера Корякского нагорья. М.: Наука, 1981. 109 с.
13. Игнатьев А.Б. Палеовулканические реконструкции вулканотектонических депрессий. Хабаровск: Кн. изд-во, 1975. 189 с.
14. Изосов Л.А. Палеозойские формации и геологическое развитие юго-западного Синегорья (Приморье): Автореф. дис... канд. геол.-минерал. наук. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1981. 33 с.
15. Мазарович А.О. История тектонического развития Южного Приморья в палеозое и раннем мезозое. М.: Наука, 1985. 102 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 392).
16. Марков М.С., Некрасов Г.Е., Паланджян С.А. Офиолиты и меланократовый фундамент Корякского нагорья//Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 30–70.
17. Меланхолина Е.Н., Молчанова Т.В. Тектоническая система позднемезозойской континентальной окраины Востока Азии//Геотектоника. 1977. № 4. С. 104–123.
18. Мигович И.М. Палеозойские, ранне- и среднемезозойские отложения Пенжинского кряжа//Геология Корякского нагорья. М.: Госгортехиздат, 1963. С. 38–49.
19. Некрасов Г.Е. Тектоника и магматизм Тайгоноса и Северо-Западной Камчатки. М.: Наука, 1976. 159 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 15).
20. Некрасов Г.Е. Новые данные о тектоническом строении хребта Пекульней (левобережье р. Анадырь)//Докл. АН СССР. 1978. Т. 238, № 6. С. 1433–1436.
21. Непрочнов Ю.П., Мерклис Л.Р., Седов В.В. и др. Тектоника хребта Ширшова (Берингово море)//Геотектоника. 1985. № 3. С. 21–37.
22. Окунева О.Г., Репина Л.Н. Биостратиграфия и фауна кембрия Приморья. Новосибирск: Наука, 1973. 284 с.
23. Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. 218 с.
24. Пушаровский Ю.М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 222 с.
25. Пушаровский Ю.М., Зинкевич В.П., Мазарович А.О. и др. Тектонические покровы и надвиги в северо-западном обрамлении Тихого океана//27-й МКГ. Геология Мирового океана. Секция С.06. Доклады Т. 6. Москва, 4–14 авг. 1984. М.: Наука, 1984. С. 95–100.
26. Рихтер А.В. Тектоническое развитие Сахалина в мезозое. Автореф. дис... канд. геол.-минерал. наук. М.: ГИН АН СССР, 1985. 24 с.
27. Руженцев С.В., Бялобжеский С.Г., Казимиров А.Д., Соколов С.Д. Тектонические покровы и палинастика Корякского хребта//Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 63–80.
28. Руженцев С.В., Марков М.С., Некрасов Г.Е., Бялобжеский С.Г. Красные моря древних геосинклинальных областей//Геотектоника. 1977. № 5. С. 95–113.
29. Руженцев С.В., Соколов С.Д. Система фронтальный надвиг тыловой раздвиг как показатели абсолютного смещения поверхностных блоков литосферы (Корякский хребет)//Тектоническая расчлененность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 15–22.
30. Соколов С.Д. Экзотические толщи раннего мезозоя севера Тихоокеанского пояса//Докл. АН СССР. 1985. Т. 284, № 3. С. 1437–1440.
31. Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1980. 285 с.
32. Терехова Г.П., Эпштейн О.Г. Новые данные по стратиграфии и литологии кремнисто-вулка-

- ногенного палеозоя восточной части Корякского нагорья//Известия АН СССР. Сер. геол. 1979. № 3. С. 132–135.
33. Чехов А.Д., Бычков Ю.М., Левашова С.В., Петров А.Н. Верхний триас в северо-восточной части Корякского нагорья//Тихоокеанская геология. 1984. № 2. С. 62–66.
34. Шапиро М.Н., Сляднев Б.И., Ландер А.В. Чешуйчато-надвиговая структура северной части Восточно-Камчатского антиклинория//Геотектоника. 1984. № 6. С. 84–93.
35. Шмидт О.А. Тектоника Командорских островов и структура Алеутской гряды. М.: Наука, 1978. 100 с.
36. Hiroi Y. Geology of the Unazuki District in the Hida Metamorphic Terrain, Central Japan//Earth Sci. 1978. Vol. 84. N 9. P. 521–530.

УДК 551.24

Г.А. Твалчрелидзе, А.Д. Щеглов

МЕЗОЗОЙСКИЙ И КАЙНОЗОЙСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНЕЗ И ТЕКТОНИКА

Мезозойско-кайнозойский период развития земной коры, разделяемый на киммерийскую и альпийскую металлогенические эпохи, охватывает относительно небольшой интервал геологического времени (240 млн лет). Тем не менее к этому этапу приурочено возникновение весьма большого числа рудных месторождений, в том числе крупного и уникального масштаба. Одновременно резко возросло количество и разнообразие рудных формаций, размещение которых на поверхности Земли крайне неравномерно. Локализуются они преимущественно в пределах двух глобальных подвижных поясов – Тихоокеанского и Средиземноморского. Как и другие планетарные фанерозойские подвижные пояса, они заложены в позднем рифее, а в мезозое и кайнозое продолжали активное геосинклинальное развитие, контрастно выступающее на фоне повсеместного затухания этого процесса. С последним, по представлениям А.В. Пейве и его сотрудников [20, 35], связывается конструктивный процесс трансформации и дальнейшей аккреции континентальной коры, что особенно характерно для Тихоокеанского пояса и в меньшей степени для Средиземноморского [38].

Помимо геосинклинально-складчатых поясов рудообразование широко проявилось также в активных зонах платформ и областей завершённой складчатости, испытавших противоположное развитие в направлении утонения и деструкции континентальной коры и рождения коры океанической. Это направление следует относить за счёт тектономагматической активизации, различая в нем этапы формирования сводово-глыбовых и рифтовых структур.

В мезозойско-кайнозойское время нашли отражение процессы формирования рудных месторождений (в том числе эндогенных) в чехлах древних и молодых платформ. Здесь эти месторождения проявлены в значительно меньшей степени, чем в позднем докембрии и палеозое, но к началу мезозоя относится ряд весьма крупных скопелений свинца и цинка в осадочных чехлах эпипалеозойских платформ.

Таким образом, в течение киммерийской и альпийской металлогенических эпох процессы рудообразования локализовались в различных типах геосинклиналей, сводово-глыбовых структурах областей тектономагматической активизации, рифтовых зонах континентов и океанов, платформенных чехлах. Каждый из типов этих рудоносных структур заслуживает самостоятельного рассмотрения.

Схема металлогении подвижных поясов, впервые разработанная Ю.А. Билибиным [2] в конце 40-х годов и основанная на стадийности развития геосинклинальных систем, в дальнейшем была значительно модернизирована [13, 27, 31]. Впоследствии были развиты представления о металлогенических особенностях платформ [14, 29] и областей тектономагматической активизации [9, 39, 41]. В настоящее время, когда составляются металлогенические карты СССР и отдельных его регионов, во ВСЕГЕИ разработана систематика металлогенических зон, рудоносных геологических и рудных формаций, учитывающая современное состояние теоретической и региональной металлогении [21, 24]. Здесь нет места для подробного освещения этих вопросов, однако основные разновидности рудоносных структур геосинклиналей следует назвать.

Стадийность развития геосинклиналей, положенная в основу схемы Ю.А. Билибина, отчетливо проявлена в глубинном строении земной коры рудных районов. Что касается отдельных типов геосинклиналей, то они находят выражение в латеральном направлении. Наиболее отчетливо разнотипные структуры подвижного пояса ныне наблюдаются в западной части Тихоокеанского кольца. Здесь от океана к континенту последовательно сменяются системы: 1) глубоководный желоб – внешняя островная дуга; 2) внутренняя островная дуга – краевое море; 3) окраинно-континентальный вулканоплутонический пояс; 4) вулканический пояс области тектономагматической активизации. Некоторые исследователи [4] относят эти структуры к различным стадиям развития подвижного пояса: 1 – к геосинклинальной, 2 – позднегеосинклинальной – островодужной, 3 – орогенной, 4 – к повторно-орогенной. Другие [19] считают внутренние островные дуги, в частности известную колчеданосную формацию "зеленых туфов" Японии, ранне- и даже позднеорогенными образованиями.

Между тем отмеченные системы сосуществуют и развиваются одновременно. Если они действительно отражают разные стадии развития единого пояса, то это стадии различных тектонических циклов. В таком случае мы неизбежно должны прийти к выводу, что развитие любого типа геосинклинальных зон, в том числе эвгеосинклинальных с офиолитовыми поясами, в конечном счете ведет к трансформации сиалического гранитно-метаморфического слоя земной коры. В этом вопросе мнения исследователей расходятся, что находит отражение даже в позиции единого творческого коллектива дальневосточных геологов, недавно опубликовавшего интересную монографию о вулканических поясах Восточной Азии [4].

Не вдаваясь в существо полемики по затронутой нами одной из основных проблем тектоники, отметим, что названные выше системы, ныне проявляющие активность вдоль широкого переходного пояса от Азиатского материка к Тихому океану, представляют собой разнотипные структуры геосинклиналей. Первая из них, покоящаяся на океанической коре, является первично-геосинклинальной и в свое время была отнесена к уральскому типу [32]. Вторая, примыкающая к ней с запада, совмещает в себе вторичную эвгеосинклиналь, заложенную на континентальной коре (внутренняя островная дуга), и миктогеосинклиналь, или (как она ранее именовалась [31]) сланцевую эвгеосинклиналь (окраинное море); обе эти системы на активной окраине Восточной Азии в настоящее время находятся на раннегеосинклинальной стадии развития. Третья система уже принципиально отличается от первых двух; она отражает орогенную стадию развития складчатого пояса, часто далеко выходящую, как сейчас выясняется, за рамки первично-геосинклинальных прогибов [1 и др.]. Краевые, да и внутриконтинентальные, вулканоплутонические пояса обычно перекрывают разнотипные структуры фундамента, но вместе с тем они непосредственно сменяют отложения, сформированные на предыдущем геосинклинальном этапе [3].

Некоторые авторы считают, что такого рода пояса и области обязаны своим возникновением процессу тектономагматической активизации [4 и др.]. Однако этот процесс ведет к деструкции континентальной коры и в первую очередь ее сиалической оболочки. Наиболее отчетливо деструкция проявлена в рифтовых системах, но и сводово-глыбо-

вые структуры сопровождаются утонением "гранитно-метаморфического слоя" за счет "базальтового" [41]. Именно глубинное строение континентальных блоков земной коры можно использовать в качестве критерия для причисления их к геосинклинально-складчатым либо активизированным областям. Поскольку краевые вулканоплутонические пояса закладываются на зрелой континентальной коре и в процессе формирования наращивают ее мощность, то они и должны классифицироваться как производные орогенного этапа развития геосинклиналей.

Мезозойская и кайнозойская металлогения геосинклинальных зон проявлена преимущественно в главных типах провинции.

К раннегеосинклинальному этапу относятся прежде всего месторождения эвгеосинклинальных офиолитовых и вулканогенных зон. Формация хромитовых месторождений (главным образом позднемелового возраста) широко распространена во внутренней зоне Средиземноморского пояса. Промышленные месторождения известны в динаридах и эллинидах Югославии, Албании и Греции, но главная их масса сосредоточена в трех офиолитовых провинциях Турции – Северной, Центральной и Южной. Наиболее крупным здесь является рудный район Гулеман, где отработка богатых хромитовых руд осуществляется государственным горным предприятием [31].

Из Анатолии офиолитовый пояс прослеживается в Иран, где он расщепляется на северную и южную ветви. Первая из них через Северный Иран продолжается в Гималаи, а южная – в Западный Пакистан. Здесь повсеместно развиты небольшие, но промышленные месторождения хрома. В Тихоокеанском поясе хромитоносными являются многие мезозойские и отчасти кайнозойские офиолитовые зоны. Промышленное значение имеют месторождения Филиппин и Индонезии.

Чутким индикатором тектонических структур является многочисленная группа разнотипных колчеданных месторождений. Как это было показано ранее [11, 32 и др.] следует различать колчеданные месторождения кипрского, уральского, Куроко (малокавказского, рудноалтайского), раммельсбергского (филиппинского), атаксуитского типов.

Месторождения кипрского типа приурочены к офиолитовым поясам фанерозойского возраста и представляют собой стратиформные гидротермально-осадочные залежи медноколчеданных руд в недифференцированных толеитовых базальтах. Предполагается [10], что они относятся к рудообразованиям океанических рифтов. Эти месторождения, преимущественно мелового возраста, известны в массиве Троодос на Кипре, в Южной офиолитовой провинции Турции (Эргани-Мадем), на Оманском полуострове (Семал), Филиппинах и Калифорнии (Айрон-Маутин). Все эти месторождения среднего масштаба, но порой содержат очень богатые медные руды (до 14% меди). Оруденение принято связывать с океаническими толеитовыми базальтами [10]. При этом, как недавно показал Д. Кронен [12] на примере рудоносных впадин Красного моря, рудное вещество заимствуется нагретыми морскими водами из вмещающих базальтов.

Уральский тип колчеданных месторождений развит в первично-геосинклинальных зонах, которые параллелизуются с внешними островными дугами [19]. Здесь стратиформные вулканогенно-осадочные и гидротермально-метасоматические медно-цинково-колчеданные залежи локализованы в пределах кислых членов контрастной и непрерывной вулканогенных формаций. Т.И. Фролова и И.А. Бурикова [37] установили гетерогенный характер рудоносных дифференцированных вулканогенных формаций. По их данным, они возникли в результате взаимодействия ювенильного базальтового и палингенного корового расплава. Рудное вещество концентрируется в кислых расплавах, причем металлы, в частности медь, имеют как ювенильное происхождение, так и заимствуются из вмещающих пород. Колчеданные месторождения относятся к "сквозным" [31] и встречаются в зеленокаменных поясах архея, протогеосинклиналях раннего протерозоя, геосинклиналях рифея; особенно обильны они в палеозойских (главным образом силур-девонских) геосинклинальных поясах и затухают в мезозойских и особенно кайнозойских. С мезозойскими колчеданными месторождениями часто ассоциируют вулканогенные залежи руд марганца и железа (Япония, Динариды Югославии, Албании,

Грещи, отчасти Анатолии). В офиолитовом поясе Закавказья известны палеогеновые серно-колчеданные месторождения этого типа. Сходные рудообразования отмечаются в Американских Кордильерах и Андах [32].

Колчеданные месторождения типа Куроко находят развитие в фанерозойских вторичных эвгеосинклиналях, заложённых на зрелой континентальной коре срединных массивов. Их можно классифицировать в качестве внутренних островных дуг. При этом рудообразование проявляется в раннегеосинклинальные стадии их развития, как и в сопредельных первично-геосинклинальных зонах – внешних островных дугах. Колчеданные месторождения преимущественно относятся к гидротермально-метасоматическим залежам, приуроченным к непрерывно дифференцированным вулканогенным формациям, выполняющим грабенообразные прогибы. На поднятиях, где выступают кристаллические породы фундамента, вмещающие позднегеосинклинальные интрузивные коагматы предшествующего вулканизма, размещаются скарново-магнетитовые и медно-порфиновые месторождения.

Примером мезозойских и кайнозойских структур этого типа служит меловой вулканический пояс, зарождающийся в Румынии и следующий через суббалканскую зону Югославии, Болгарское Среднегорье, Анатолийский Понт, Сомхето-Кафанскую зону Малого Кавказа в Центральный Иран и Западный Пакистан. Здесь расположены медно-колчеданные (Бор, Челопеч, Мургул, Маднеули, Кафан), отчасти скарново-магнетитовые (Окна-де-Фьер, Дашкесан), а также медно-порфиновые (Майданпек, Медет, Техут, Сар-Чешме) месторождения. Аналогичная металлогеническая обстановка фиксируется на противоположных ветвях Тихоокеанского пояса. В западной его части оруденение имеет молодой, главным образом миоценовый возраст (Япония, Тайвань, Филиппины, о-в Новая Гвинея), а в восточной – мезозойский (Британская Колумбия, Сьерра-Невада). Колчеданные месторождения медно-цинкового состава было предложено относить к малокавказскому типу, а колчеданно-полиметаллического – к типу Куроко [32].

Колчеданно-полиметаллические месторождения раммельсбергского или филизчайского типа представлены редкими, но очень крупными объектами. К ним относятся известные докембрийские свинцово-цинковые месторождения Австралии, Прибайкалья, Канады, США, палеозойские – ФРГ, Северной Канады и Восточного Казахстана, мезозойские – Большого Кавказа. Они представлены мощными стратиформными гидротермально-осадочными залежами богатых сульфидных руд, приуроченных к сланцевым толщам и переслаивающихся с покровами толеит-базальтовых лав. Зоны эти сейчас принято называть миктогеосинклинальными. Филизчайское и другие юрские месторождения южного склона Большого Кавказа представляют собой единственные примеры мезозойских колчеданных месторождений этого типа. Можно полагать, что отмеченные тектонические зоны (в которых устанавливается антидромное развитие вулканизма) являлись в период рудообразования, связанного здесь, как и в кипрском типе, с недифференцированными океаническими толеитовыми базальтами, бассейнами окраинных или внутренних морей [34]. Для колчеданных месторождений, ассоциирующихся с толеитовыми базальтами в районах, где отсутствуют кислые члены дифференциации лав основного состава, петрологическая модель Т.И. Фроловой и И.А. Буриковой [37] требует доработки. Здесь возможно использовать представления Д. Кронена [12] о выщелачивании металлов из базальтов, а может быть, более удачна геохимическая модель, развиваемая А.Г. Твалчрелидзе [30]. Атасуйский тип месторождений, имеющих только девонский возраст, здесь не рассматривается.

Металлогения мезозойских орогенных вулканоплутонических поясов специфична. Здесь развиты золото-серебряные, олово-вольфрамовые, молибденово-медные, сурьмяно-ртутные, флюоритовые и свинцово-цинковые месторождения, обычно мелкого и среднего масштаба. Они гяготект к локальным зонам поднятий и перифериям поясов. Относятся к вулканогенным и плутоногенным рудообразованиям, причем часто наблюдается наложение различных формаций друг на друга, что затушевывает металлогеническую зональность поясов [4]. Примером могут служить как западная – Азиатская, так и восточная – Американская часть Тихоокеанского пояса [7].

Внегеосинклинальные области тектономагматической активизации наравне с платформами и океанами выделялись в качестве самостоятельного типа структур земной коры [8, 39, 41]. Однако представляется более оправданным отнесение их к промежуточным структурам, отражающим начальную стадию процесса деструкции континентальной коры. В общем случае они возникают в предрифтовую стадию и сменяются в дальнейшем грабенами, сопровождающимися специфическим щелочным основным вулканизмом либо лишенными его [18]. Такие структурные формы нашли детальную характеристику в тектоническом, петрологическом и металлогеническом аспектах [4, 9, 18, 39, 41 и др.]. В пределах сводово-глыбовых поднятий, иногда именуемых внегеосинклинальными вулканическими поясами [4, 39], широко распространены массивы интрузивных пород преимущественно щелочного и кислого составов и их излившиеся аналоги. С ними связан широкий спектр месторождений олова и вольфрама, меди и молибдена, свинца и цинка, сурьмы, ртути и мышьяка, барита и др. Иногда они обладают крупными и уникальными масштабами.

Богатство и разнообразие мезозойско-кайнозойских рудных месторождений преимущественно обусловлено процессом созидания сводово-глыбовых структур, бурно проявившимся в это время и охватившим как платформы, так и подвижные пояса Земли. Предрифтовые проявления этих структур находят отражение в преимущественно мезозойском их возрасте, тогда как максимальное развитие рифтогенеза наблюдается в кайнозое. Вместе с тем далеко не всегда сводово-глыбовые структуры сменяются рифтовыми; последние порой возникают вне связи со свободообразованием – шелевые рифты [15].

Примером проявления тектономагматической активизации на древних платформах служит Алданский щит, где с меловыми щелочными гранитоидами связана обильная рудная минерализация пестрого состава [8]. Отдельные блоки древних Северо-Американской и Бразильской платформ охвачены этим процессом, сопровождавшимся формированием крупных месторождений молибдена и меди (массив Колорадо и блок Пуна). Наиболее значительные скопления олова, вольфрама и молибдена Тихоокеанского пояса обнаруживаются в связи с мезозойским (ларамийским и яньшанским) гранитоидным магматизмом, локализованным во внешней активизированной зоне пояса, что впервые было подмечено С.С. Смирновым [28]. Обстоятельные описания этой выдающейся металлогении в региональном аспекте приведены Е.А. Радкевич и И.И. Ицксон [7, 22 и др.]. Именно с этим процессом связано образование уникальных месторождений молибденовых (Кляймакс), медно-порфириновых (медные пояса Аризоны и Чили), вольфрамовых (Китай) и оловянных (Дальний Восток) руд.

В недавней работе В.Е. Элстона [43] на западе Северной Америки выделены две рудные провинции, разделенные кварцево-диоритовой линией Мура. Продукция молодых месторождений здесь не превышает 100 млн долларов, тогда как продукция только двух ларамийских медно-порфириновых месторождений превышает 4 млрд долларов: настолько мезозойские сводово-глыбовые структуры активизации Скалистых гор в металлогеническом отношении продуктивнее, чем последующие рифтовые зоны.

Для активизированных областей Тихоокеанского пояса характерно развитие месторождений некоторых аномальных рудных формаций, например золото-серебряно-флюоритовой, сульфидно-касситеритовой, золото-серебряно-бериллиевой, серебро-флюоритовой, вольфрамово-ртутной, вольфрамово-сурьмяной и многих других [4]. Можно предположить, что совместное проявление в рудах металлов, имеющих различные генетические корни, обусловлено наложением вулканических поясов тектономагматической активизации на породы фундамента разного состава. В этом случае следует отводить значительную роль в процессе рудообразования явлениям заимствования металлов из древних пород субстрата, испытавших палингенное плавление. Именно так ранее объяснялось появление месторождений пятиэлементной, медно-молибденовой, ферберит-антимонитовой и других аномальных формаций [31]. Фронт активизации от Тихоокеан-

ского кольца распространился далеко на запад вдоль Монголо-Охотского пояса. В пределах Северной Монголии активизация началась в позднем триасе, в юре охватила Западное Забайкалье и продолжалась вплоть до позднего мела [40, 42]. Впоследствии Байкальская рифтовая система унаследовала некоторые разрывные нарушения, заложенные в это время. В данном поясе начальные продукты щелочного магматизма, как и некоторые рудные месторождения, имеют палеозойский возраст. С активизацией связано образование месторождений вольфрама, молибдена, флюорита.

В Средиземноморском поясе тектономагматическая активизация проявилась гораздо позднее, чем в Тихоокеанском. Здесь она началась в позднем эоцене, а расцвета достигла в неогене. Сводово-глыбовые структуры локального масштаба обычно представлены разного размера вулканотектоническими постройками. Они сосредоточены в пределах срединных массивов, реже в областях герцинской консолидации. Интрузивный магматизм в них значительно уступает по распространенности субаэральным кислым вулканитам.

Хорошими примерами активного рудоносного магматизма структур данного типа служат Паннонский, Родопский, Анатолийский, Иранский и Южнопамирский срединные массивы. Здесь развиты свинцово-цинковые, сурьмяно-ртутные, медно-порфировые и медно-молибденовые месторождения. На Кавказе активизация сконцентрирована вдоль крупного Транскавказского поперечного поднятия. Здесь, на Большом Кавказе, располагается Тырнаузское скарновое шеелит-молибденитовое месторождение, а на северной периферии Иранского срединного массива – известные медно-молибденовые месторождения Армении. В Центральном Иране известны многочисленные свинцово-цинковые месторождения, иногда очень богатые. В Афганистане с олигоценовыми гранитами и пегматитами связаны месторождения свинца и цинка, золота, олова, ниобия и тантала, а с последующим неоген-четвертичным рифтогенезом – проявления барита, вольфрама, урана, карбонатитов с редкими землями и золота [5]. Столь молодой возраст пегматитов представляется редкостью и устанавливается по имеющимся данным лишь для некоторых районов Высокой Азии.

РИФТОВЫЕ СИСТЕМЫ

Континентальные рифты, по мнению одних исследователей [1], возникли только в кайнозое, другие относят их к мезозойско-кайнозойскому периоду [15, 16 и др.], третьи считают фанерозойскими [33]. Рифтогенез в истории Земли, как показал Е.Е. Милановский [16], испытал эволюцию. Первые признаки деструкции континентальной коры обнаруживаются в зеленокаменных поясах архея, более отчетливы они в раннепротерозойских протоавлакогенах, а рифейско-палеозойские авлакогены уже представляют собой рифтогенные структуры; наиболее полно рифтинг проявился в фанерозое, особенно в конце этого мегахрона. Вследствие этого В.И. Смирнов [6] именует альпийскую эпоху рифтовой.

Если тектоника рифтогенных структур изучена Е.Е. Милановским и другими исследователями [15, 23 и др.], а магматизм – В.Н. Москалевой [17, 23], то рудоносности рифтовых структур посвящено весьма скромное число работ [33 и др.]. Установлено, что отмеченные выше звенья эволюционного ряда рифтогенных структур непосредственно сменяют друг друга, однако на границах отдельных мегахронов они некоторое время сосуществуют. Так, имеются свидетельства перехода некоторых зеленокаменных поясов архея в ранний протерозой; рифейские авлакогены отмирают на границе с фанерозоем, но некоторые из них регенерируются в девоне и даже в триасе; мезозойско-кайнозойские рифты часто развиваются на месте бывших авлакогенов. Е.Е. Милановский [16] выделяет три мегаэпохи глобального усиления рифтогенеза – архейскую, рифейскую и мезозойско-кайнозойскую. Вместе с тем уникальные по богатству, но редкие рудные месторождения в рифтогенных структурах возникали во время пауз рифтинга – в раннем протерозое и палеозое, тогда как многочисленные рифты кайнозоя практически безрудны.

Если сводово-глыбовые структуры тектономагматической активизации относить к предрифтовой стадии, то началом рифтинга, или раннерифтовой стадией, следует считать массовые базальтовые (трапповые) излияния, а также формирование на плечах будущих грабенов щелочных–ультраосновных с карбонатитами массивов центрального типа. Эта стадия непосредственно предшествует образованию грабенов, а в ряде случаев их сопровождает. Зрелая рифтовая стадия протекает в условиях излияния вдоль осевых зон рифтов щелочных базальтоидов, внедрения роев даек базальтов и диабазов, отложения эвапоритовых толщ и продолжающегося активного щелочного-ультраосновного магматизма. Кимберлитовый рифтогенез проявляется несколько автономно, но всегда в пределах областей, испытывающих деструкцию континентальной коры, где тяготеет к центральным частям древних платформ.

Две последующие стадии рифтинга протекают при прогрессирующем утонении континентальной коры, испытывающей в центральной части грабенов полную деструкцию вплоть до возникновения коры океанической. Эта последняя, четвертая, стадия уже знаменует развитие океанических рифтов. Во многих случаях процесс рифтогенеза протекает прерывисто, периодически. Так, рифт Св. Лаврентия активно развивался с образованием соответствующих месторождений медно-никелевых руд, карбонатитов и алмазоносных кимберлитов в позднем докембрии, палеозое и юре. В других случаях рифтинг прекращается вовсе на какой-либо из стадий процесса.

По характеру магматизма рифты можно подразделить на трапповый, щелочно-салический, щелочно-ультраосновной с карбонатитами и кимберлитовый [17]. Рудоносность собственно траппового вулканизма, широко распространенного в мезозое в пределах Сибирской, Африканской и Индостанской платформ, не особенно выразительна. Строктолит-долеритовыми дифференциатами траппового вулканизма Сибирской платформы триасового возраста связаны магнетитовые месторождения, а с базальтовыми лавами – оруденения самородной меди, исландского шпата, барита, агата, свинца и цинка.

Со щелочно-салическими кольцевыми комплексами рифтовых зон связаны некоторые мезозойские месторождения вермикулита, флогопита, апатита [14], сходные с палеозойскими месторождениями Кольского полуострова. Щелочно-ультрамафитовые карбонатитовые массивы продуктивны на минерализацию железа, меди, тантала и ниобия. Такого рода месторождения молодого возраста часто встречаются в Восточно-Африканском рифтовом поясе, а также в ЮАР. Наконец, кимберлитовый алмазоносный магматизм характерен для Южной Африки (Кимберли). Отдельные кимберлитовые трубки триасового возраста установлены в Якутии, но алмазоносными здесь являются лишь карбоновые кимберлиты. Рифтогенная активизация постпермского возраста характерна и для Европы, где она представлена преимущественно оруденениями свинца, цинка, барита и флюорита, контролируемые региональным субмеридиональным расколом (линия Средиземное море - оз. Мьеса, проходящая через грабены Рейнский и Осло).

Важное место в металлогении рифтовых зон занимает медно-никелевое оруденение, связанное со щелочно-ультраосновными интрузивными комплексами центрального типа.

В краевой северо-западной части Сибирской платформы вдоль крупной рифтовой зоны развита Енисей-Хатангская депрессия, ограничивающая специфически построенный Норильский блок. С процессом рифтогенеза здесь связано образование триасовой никеленосной вулканоплутонической формации, состоящей из коматиитов и комагматичных им расслоенных массивов габброидного и ультрабазитового составов. Медно-никелевые руды тяготеют к нижним частям разреза интрузивов и локализируются в зонах их эндо- и экзоконтактов. Аналогичным, но несравнимым по масштабам является еще более молодое медно-никелевое оруденение Камчатки [6].

К меловому возрасту относятся расслоенные габбро-ультрабазитовые комплексы Юго-Восточной Аляски, вытянутые более чем на 800 км в меридиональном направлении. Они залегают среди древних метаморфических пород фундамента и нижнемезозойского складчатого комплекса. Промышленные железные руды приурочены к магнетитовым пироксенитам [36]. Наконец, в восточной рифтовой зоне о-ва Гавайи на дне кра-

тера Алаз была изучена лава толеитового базальта, которая содержала несмешиваемую взвесь шариков медно-никелевого состава [25]. Данное обстоятельство свидетельствует о потенциальной рудоносности современного основного вулканизма рифтовых зон.

Рудоносность океанических рифтов охарактеризована в ряде современных работ [12 и др.].

ЧЕХЛЫ ДРЕВНИХ И МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ

В платформенных чехлах локализованы порой весьма продуктивные стратиформные месторождения, относящиеся преимущественно к трем главным рудным формациям. Из них месторождения золото-ураноносных конгломератов залегают в протоплатформенных чехлах и отмирают в раннем протерозое. Медистые песчаники и сланцы имеют более длительную жизнь: они зарождаются в раннем протерозое и затухают после поздней перми. Стратиформные свинцово-цинковые месторождения в карбонатных породах существуют в интервале рифей—юра. К ним относятся очень крупные скопления полиметаллических руд Верхнесилезского бассейна, приуроченные к доломитам среднего триаса. Аналогичные, но более скромные по размерам месторождения в карбонатных отложениях триаса развиты также на периферии Центрального массива Франции, в Восточных Альпах, отчасти на Балканах (зона Старая Планина). Юрскими являются месторождения Северного Алжира и Западного Марокко (Туиссит, Бу Беккер, Эль Абед). В меловых породах иногда встречаются сходные рудопроявления, но уже значительно меньшего масштаба (Тунис, Большой Кавказ, Средняя Азия).

Генетическая принадлежность этих месторождений является объектом долголетней полемики между сторонниками осадочной и гидротермальной концепций. Представляется, что в месторождениях всех трех отмеченных рудных формаций недостаточно изучено глубинное строение рудных районов. Между тем в тех случаях, когда его удается расшифровать, выявляется наличие в фундаменте платформ рифтогенных структур либо крупных линейментов, перекрытых рудоносными осадками чехла. На основании этого возникает предположение о возможной эндогенной природе источника рудного вещества при последующем его перераспределении в процессе осадконакопления и диagenеза. Такое предположение может иметь непосредственное прикладное значение.

ВЫВОДЫ

1. Разнообразие типов геосинклиналей, по-видимому, трудно объяснить только различными стадиями развития подвижных зон. И.М. Ишиксон [7] в свое время относил внутреннюю и внешнюю зоны Тихоокеанского пояса к структурам изначально разнотипным. В.Е. Хаин [38] отметил недавно существенные различия между окраинно-континентальными и межконтинентальными геосинклинальными поясами. В частности, он обратил внимание на трудности выделения в Тихоокеанском кольце тектонических циклов. Поэтому наблюдаемые здесь ныне разновидности геосинклинальных систем по всем данным отражают не только различные стадии развития, но и исходные особенности синхронно развивающихся геосинклиналей разных типов.

С данным обстоятельством можно связать металлогеническую специфику отдельных зон, характеризующихся сходством разновозрастной рудоносности. Примерами служат первично- и вторично-геосинклинальные зоны, а также краевые моря и миеосинклинали современной активной окраины Тихого океана. Все они находятся на раннегеосинклинальной стадии развития, но степень и характер рудоносности в них различны.

2. В мезозойское и особенно кайнозойское время устанавливается постепенное отмирание геосинклинального процесса, активно протекавшего в палеозое. Наблюдается все более прогрессирующая кратонизация земной коры. Первично-геосинклинальные зоны замещаются более широко развитыми вторично-геосинклинальными; в краевых частях платформ возникают вулканоплутонические пояса, обуславливающие дальнейшую аккрецию сиалической оболочки. В значительной степени убывают коли-

чество и масштабы геосинклинальных месторождений, в частности колчеданных и хромитовых офиолитовых поясов. Если последние в мезозойских отложениях представлены рядом крупных объектов (Борв в Югославии, Гулеман в Турции и др.), то в кайнозойских их уже нет. В отличие от них позднегеосинклинальные медно-порфировые месторождения, возникшие в условиях зрелой континентальной коры, имеют важное практическое значение.

3. В мезозое и отчасти кайнозое Тихоокеанского и в неогене Средиземноморского поясов небывало широкое распространение получили сводово-глыбовые структуры тектономагматической активизации. В виде протяженных апофиз они проникают и в сопредельные платформенные и ранее консолидированные структуры более древних складчатых поясов. С ними связано образование крупнейших скоплений руд олова и вольфрама, меди и молибдена, а также сурьмы и ртути, свинца и цинка, золота и серебра, радиоактивных металлов. Именно процесс предрифтовой стадии тектономагматической активизации обеспечил богатство молодой металлогении Земли.

4. В отличие от сводово-глыбовых структур процесс рифтообразования с максимальной интенсивностью проявился в кайнозое. Однако рудоносность молодых рифтовых зон весьма скромная. И. Рамберг и П. Морган [23] оценивают длительность рифтинга в 50 млн лет, не учитывая прерывистость этого процесса, наблюдаемого, например, в рифте Св. Лаврентия. Интерес представляет их заключение о том, что плутонические породы, локализованные в корневых частях рифтов, по объему более чем в два раза превышают вулканиты. Они предполагают, что в "сухих" рифтах на глубине могут быть расположены крупные расслоенные массивы. Если это подтвердится, то безрудность кайнозойских рифтов только кажущаяся и объясняется степенью их эрозии. Некоторым исключением служат меловые кимберлиты ЮАР, к которым приурочены крупнейшие месторождения алмазов.

5. Медные и свинцово-цинковые стратиформные месторождения в платформенных чехлах в мезозое (и тем более в кайнозое) представлены несравненно слабее, чем в рифее и палеозое. Правда, имеются отрывочные сведения о меденосности некоторых молодых осадков краевых прогибов, в частности в Испании [31], но это лишь рудопроявления. Вместе с тем если подтвердится представление о приуроченности этих месторождений к осадкам, выполняющим рифтовые структуры, как это имеет место в рифейском рифте Кьюкиноу, то геологи будут вооружены надежным поисковым критерием и появится возможность пересмотреть вывод об исчезновении во времени этих важных промышленно-генетических типов рудных месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов В.В. Основы геотектоники. М.: Недра, 1975. 262 с.
2. Библибин Ю.А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М.: Госгеолтехиздат, 1955. 87 с.
3. Ветренников В.В. Особенности вулканизма, тектоники и оруденения окраинно-материковых вулканических поясов. М.: Недра, 1976. 154 с.
4. Вулканические пояса Востока Азии/Под ред. А.Д. Щеглова. М.: Наука, 1984. 504 с.
5. Геология и полезные ископаемые Афганистана. М.: Недра, 1980. Кн. 2: Полезные ископаемые. 336 с.
6. Горбунов Г.И., Генкин А.Д., Дистлер В.В. Геологоструктурные и петрологические условия формирования медно-никелевых месторождений СССР//27-й МКГ: Металлогения и рудные месторождения. Секция С. 12. Доклады. Т. 12. Москва, 4-14 авг. 1984. г. М.: Наука, 1984. С. 184-195.
7. Ицксон М.Н. Металлогеническая зональность Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Недра, 1979. 231 с.
8. Казанский В.И. Рудоносные тектонические структуры активизированных областей. М.: Недра, 1972. 240 с.
9. Карнова Е.Д. Принципы регионального металлогенического анализа Востока Средней Азии и сопредельной территории Казахстана//Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1970. Т. 9. С. 48-71.
10. Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.

11. Колчеданные месторождения мира/М.Б. Бородаевская, Д.И. Горжевский, А.И. Кравцов и др. М.: Недра, 284 с.
12. Кронен Д. Подводные минеральные месторождения. М.: Мир, 1982. 391 с.
13. Кузнецов В.А. Генетические группы и формации эндогенных рудных месторождений и их значение для металлогенического анализа//Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1966. С. 10–19.
14. Малич Н.С., Туганова Е.В. Принципы и методика минерагенического анализа платформ. М.: Недра, 1980. 287 с.
15. Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 278 с.
16. Милановский Е.Е. Эволюция рифтогенеза в истории Земли//27-й МГК: Тектоника. Секция С.07. Доклады. Т. 7. Москва, 4–14 авг. 1984 г. М.: Наука, 1984. С. 109–125.
17. Москалева В.Н. Магматические формации как индикаторы рифтогенных систем//Сов. геология. 1982. № 10. С. 82–93.
18. Нагибина М.С. Эволюция горообразования Монголии в мезозое//Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1977. С. 194–206.
19. Общие условия магматизма и рудообразования в геосинклиналях/Г.М. Власов, О.Г. Борисов, Е.Д. Петраченко, М.И. Попкова. М.: Наука, 1978. 204 с.
20. Проблемы тектоники земной коры/Под ред. А.В. Пейве, Ю.М. Пушаровского. М.: Наука, 1981. 279 с.
21. Прогнозная оценка территории на твердые полезные ископаемые/Под ред. Д.В. Рундквиста. Л.: Недра, 1978. 607 с.
22. Радкевич Е.А. Металлогенические провинции Тихоокеанского рудного пояса. М.: Наука, 1977. 176 с.
23. Рамберг И., Морган П. Физическая характеристика и направления эволюции континентальных рифтов//27-й МГК: Тектоника. Секция С. 07. Доклады Т. 7. Москва, 4–14 авг. 1984 г. М.: Наука, 1984. С. 82–93.
24. Рудоносность и геологические формации структур земной коры/Под ред. Д.В. Рундквиста. Л.: Недра, 1981. 423 с.
25. Скиннер Б.Дж., Пек Д.Л. Несмещающийся сульфидный расплав с острова Гавайи//Магматические рудные месторождения. М.: Недра, 1973. С. 195–207.
26. Смирнов В.И. Пути развития металлогении//Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1981. С. 8–20.
27. Смирнов В.И. Эндогенное рудообразование в геологической истории//Геология рудных месторождений. 1982. № 4. С. 3–20.
28. Смирнов С.С. О Тихоокеанском рудном поясе//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1946. № 2. С. 3–22.
29. Старицкий Ю.Г. Некоторые особенности магматизма и металлогении платформенных областей//Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1958. Т. 1. С. 252–274.
30. Твалчрелидзе А.Г. Геолого-геохимические условия образования колчеданных месторождений: Автореф. дис. . . . докт. геол.-минерал. наук. М.: Изд-во МГУ, 1983. 47 с.
31. Твалчрелидзе Г.А. Рудные провинции мира (Средиземноморский пояс). М.: Недра, 1972. 344 с.
32. Твалчрелидзе Г.А. Металлогенические особенности главных типов вулканических поясов. М.: Недра, 1977. 110 с.
33. Твалчрелидзе Г.А. Опыт систематики рудоносных континентальных рифтогенных структур//Геология руд. месторождений. 1984. № 4. С. 3–13.
34. Твалчрелидзе Г.А., Джanelидзе Т.В. О рудоносности геосинклинального вулканизма Большого Кавказа//Вулканизм и литогенез. Тбилиси: Мешниереба, 1981. С. 26–34.
35. Тектоника в исследованиях Геологического института АН СССР. М.: Наука, 1980. 247 с.
36. Тэйлор Х.П., Нобл Дж. А. Происхождение магнетита в зональных ультрамафических комплексах Юго-Восточной Аляски//Магматические рудные месторождения. М.: Недра, 1973. С. 151–171.
37. Фролова Т.И., Бурикова И.А. Геосинклинальный вулканизм. М.: Изд-во МГУ, 1977. 280 с.
38. Хаин В.Е. Окраинно-континентальные и межконтинентальные геосинклинальные пояса: Сопоставление и особенности развития//27-й МГК: Тектоника. Секция С.07. Доклады Т. 7. Москва, 4–14 авг. 1984 г. М.: Наука, 1984. С. 60–63.
39. Хренов П.М. Негеосинклинальные вулканоплутонические пояса континентального массива Восточной Сибири. М.: Недра, 1981. 223 с.
40. Щеглов А.Д. Эндогенная металлогения Западного Забайкалья. М.: Недра, 1966. 278 с.
41. Щеглов А.Д. Металлогения областей автономной активизации. М.: Недра, 1968. 179 с.
42. Щеглов А.Д. Основы металлогенического анализа. М.: Недра, 1980. 431 с.
43. Элстон В.Е. Постларамийская металлогения юго-западной части Нью-Мехико, США//27-й МГК: Металлогения и рудные месторождения. Секция С. 12. Доклады Т. 12. Москва, 4–14 авг. 1984 г. М.: Наука, 1984. С. 124–135.

Н.А. Богданов

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПЕРЕМЕЩЕНИЕ ОФИОЛИТОВ И АККРЕЦИОННЫЕ ПРИЗМЫ

Почти 20 лет назад независимо друг от друга ряд ученых [5, 7, 8] возродили интерес к "штейнмановской триаде" офиолитов, высказав гениальную догадку, что последние образуются в результате спрединга в осевой части срединно-океанических хребтов. В работах большой группы геологов на различных континентах и океанах на основании детальных геологических и петрологических исследований эта гипотеза получила полное подтверждение [4]. Однако вопрос о том, как офиолиты, образовавшиеся в зонах океанического спрединга и представляющие собой фрагменты океанической коры геологического прошлого, оказались перемещенными на края древних кратонов или появляются в складчатых областях от позднедокембрийского (Египет, Судан, Марокко и др.) до кайнозойского возрастов (Филиппины, Индонезия и др.), остается пока дискуссионным.

Р. Колман одним из первых [7] предположил, что блоки офиолитов были обдуцированы на активные континентальные окраины в процессе субдукции. А. Ганссер [9] показал, что вдоль сутурных линий, разделяющих континентальные блоки, например в поясе Тетис, офиолиты образуют серпентинитовый меланж, а вне сутур слагают отдельные тектонические покровы, в которых различные по пластичности и плотности ультрабазиты, габброиды, дайки и базальты часто разобщены. Такие покровы типичны для большинства палеозойских складчатых поясов Европы (Гесперийский массив на Иберийском полуострове [8], массивы Южного Урала и других регионов [3]). Хорошо изучены они в Альпийском поясе Европы, в Малой Азии и Гималаях. Океаническая кора в этих районах сформировалась или в узких рифтах, или в океане Тетис, и значительная часть ее погрузилась под литосферу континентов. В складчатых поясах по краям континентальных глыб сохранились лишь небольшие фрагменты коры океанов геологического прошлого. Еще раз подчеркнем, что для этих зон типично преобладание офиолитового меланжа, метаморфических пород, образовавшихся в условиях высоких давлений и низких температур, и пакетов маломощных пластин разных членов офиолитовой ассоциации. Общая схема залегания офиолитов этих зон (рис. 1) принципиально приемлема для большинства внутриконтинентальных складчатых поясов.

Иной механизм образования покровов офиолитов характерен для окраин континентов, непосредственно граничащих с океанами (рис. 2). В течение мезозоя и кайнозоя он проявлялся на многих активных окраинах Тихого океана и Средиземноморья, в Омане, а в нижнем палеозое (по окраинам океана Япетус) – в Ньюфаундленде и Норвегии. Здесь пластины офиолитов достигают большой мощности и включают полные разрезы ассоциации (рис. 3). Объяснение различий в структуре континентальных окраин нельзя ограничить лишь констатацией факта, что подобные покровы чаще всего встречаются в аккреционных призмах Тихоокеанского региона и Средиземноморья (на Кипре и в Лигурийских Альпах). В Омане тектоническое строение разрезов офиолитов идентично при отсутствии аккреционной призмы, или же остатки последней полностью надвинуты на край докембрийской платформы. Правильнее, по нашему мнению, искать причины формирования таких структурных форм в отношениях скоростей спрединга океанического дна и направления перемещений континентального массива относительно срединно-океанического хребта. При этом многочисленные примеры подтверждают, что сам процесс не зависит от размеров бассейна океанического типа, ибо покровы океанической коры обдуцированы на континентальную окраину как Тирренского моря и Аденского залива, так и Тихого океана.

По возрасту офиолиты континентов в складчатых областях и на континентальных окраинах почти везде древнее островолужных образований и флишевых толщ [6]. Однако для каледонских поясов их возраст чаще всего определяется как среднеордо-

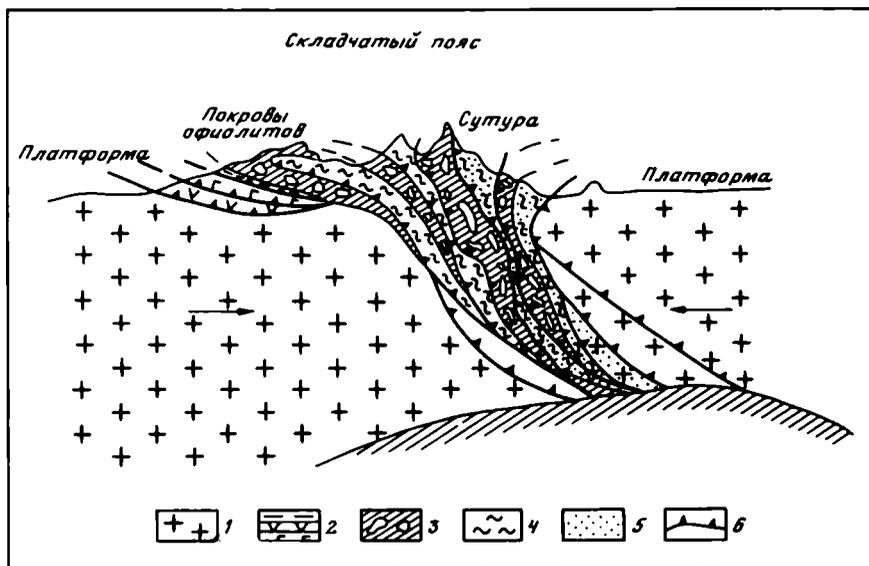


Рис. 1. Схематический разрез структурного положения офиолитов между двумя континентальными плитами - уральский тип (вне масштаба)

1 - континентальная кора; 2 - разрезы офиолитовых ассоциаций; 3 - серпентинитовый меланж; 4 - складчатые вулканогенные и осадочные образования; 5 - метаморфические породы высоких давлений и низких температур; 6 - надвижки

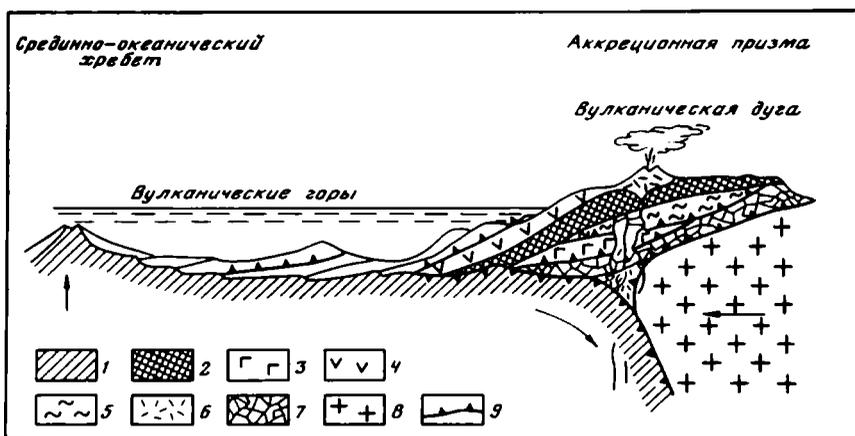


Рис. 2. Идеализированная схема модели образования аккреционной призмы и положения в ней офиолитов (вне масштаба)

1 - низ разреза океанической коры и верхняя мантия; 2 - ненарушенные покровы офиолитов; 3 - габброиды и параллельные дайки; 4 - толеитовые базальты; 5 - метаморфические образования высоких температур; 6 - островодужные образования; 7 - олистостромы; 8 - континентальная кора, 9 - надвижки

викский, для вариссийских - среднедевонский, а для альпийских - верхнеюрский и верхнемеловой. В современных океанах наибольшие площади слагает океаническая кора, сформировавшаяся в верхнем мелу. Известны скорости спрединга и положение срединно-океанических хребтов для этой геологической эпохи. Поэтому рассмотрим модель образования офиолитовых покровов континентальных окраин на примере обрамления Тихого океана для мелового времени.

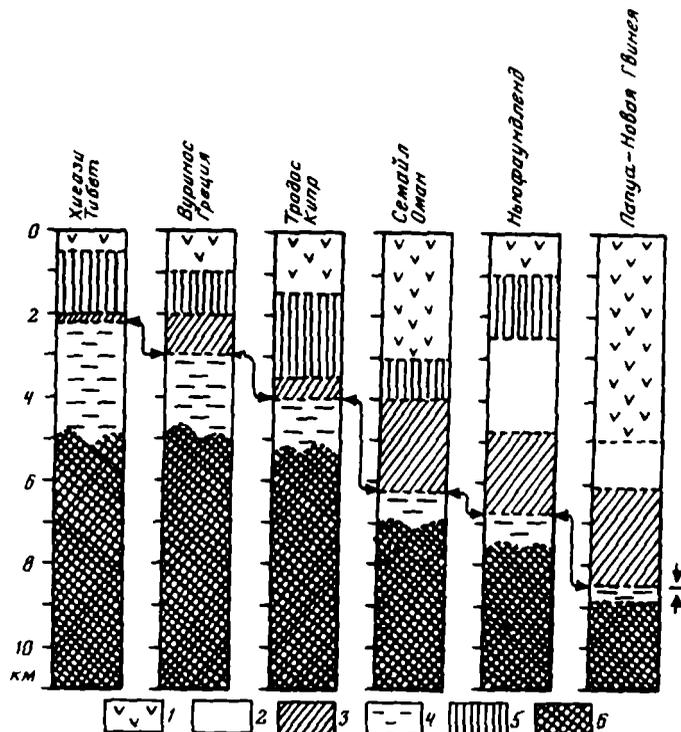


Рис. 3. Разрезы офиолитовых комплексов разных типов

1 – базальты; 2 – силлы диабазов в габбро; 3 – габброиды; 4 – серпентинизированные ультрабазиты; 5 – параллельные дайки; 6 – гипербазиты

Меловая океаническая кора составляет более половины дна Тихого океана, занимая всю центральную и западную его части. В пределах этой территории по расстояниям между магнитными аномалиями М-1 и М-0, М-0 и 30, 28 и 25, соответствующими по возрасту апту-альбу, сеноману-турону, маастрихту-палеоцену, образовались наибольшие по площади участки океанского ложа. Эти периоды по радиогеохронологии датируются в 110–105, 98–85 и 65–60 млн лет и совпадают с основными фазами альпийской складчатости на континентах – австрийской, субгерцинской и ларамийской. Процессы ускорения спрединга в срединно-океанических хребтах, вероятно, соответствовали эпохам интенсивных тектонических движений на континентах и обусловили целый ряд геологических явлений, характерных для этих отрезков геологического времени. На эти периоды падают регрессии моря, прекращение накопления карбонатных осадков в океанах, крупные климатические колебания, образование провинции вулканических плато и гор в центре Тихого океана и, наконец, перемещение крупных офиолитовых покровов на края континентов.

Причина одновременного проявления таких важных для геологии океана явлений, по нашему мнению, прежде всего в импульсном и неравномерном характере процесса спрединга. Изучение вещественного состава океанической коры вдоль осевой зоны срединно-океанического хребта и на удалении от нее показывает, что выплавление базальтов происходило из различных магматических камер. Об этом свидетельствует также различие в химических составах офиолитов складчатых областей. На основании этих различий Н.Л. Добрецовым [3] выделено до шести типов офиолитов, свойственных различным структурам дна океана. По нашему мнению, эти типы, скорее всего, обусловлены скоростью спрединга. При этом в зонах с большими скоростями спрединга образуются офиолиты повышенной магнезиальности, образовавшиеся из недепле-

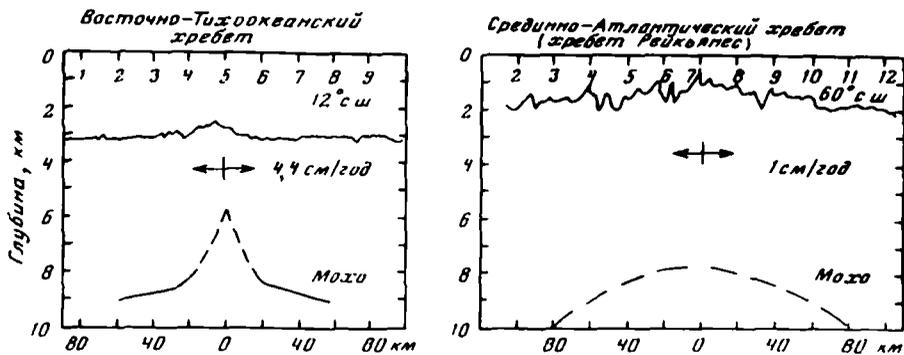


Рис. 4. Положение границы Моховичича в осевых зонах срединно-океанических хребтов и зависимости от скорости спрединга (по данным многоканального сейсмопрофилирования)

тированной мантии, а с малыми – железистые, характерные для истощенной верхней мантии. Это можно увидеть при сравнении магматических очагов Восточно-Тихоокеанского и Срединно-Атлантического хребтов (рис. 4). Можно утверждать, что вдоль океанического рифта существуют десятки магматических камер, образовавшихся первично на разных глубинах. По меньшей мере в каждом сегменте срединной долины между двумя трансформными разломами расположен свой источник магмы; этот сегмент имеет свои, хотя иногда и незначительные, но свойственные только ему черты развития. Извержение базальтов вдоль рифтовой долины хребта происходит импульсивно, хотя в свете геологического времени этот магматизм представляется нам и непрерывным. Такие же импульсы характерны и для спрединга. Они приводят к образованию наклонных разломов и из-за неравномерности скорости движения плит к формированию тектонических покровов в океанических условиях. Выдвижение на поверхность пород, находившихся в условиях высоких температур (по крайней мере до 800°С) вблизи оси магматической камеры, приводило к образованию маломощных контакто-метаморфизованных пород гранатово-амфиболитовой и амфиболитовой фаций в основании офиолитовых покровов [10]. Логично предполагать, что чем больше скорость спрединга, тем вероятнее образование тектонических покровов. Следовательно, в апте, сеномане и маастрихте такие покровы в океанических условиях наиболее распространены. Нельзя утверждать, что все подводные вулканические поднятия и горы от островов Бикини и поднятия Шатского на западе до Императорских гор и архипелага Рождества на востоке в основании имеют покровную структуру или сдвоенный разрез океанической коры. Вероятно, некоторые из них образовались в результате обычного вулканического процесса. Но что они образовались в отрезок времени от 110 до 65 млн лет назад – это бесспорно.

Геологический разрез океанических покровов, фрагменты которых позднее были перемещены на край континента или сохранились в аккреционной призм (см. рис. 2), отличается следующими особенностями.

В основании этих покровов обычно залегает олистограмма, состоящая целиком из пород океанической коры. Матриksom олистограммы служат чаще всего океанические илы, в которых в результате оползней и землетрясений обваливаются как блоки различных пород офиолитовой ассоциации, так и более древние образования [2]. Классическим примером таких олистограмм служит серия Хавасина в основании Семайского покрова в Омане [11], олистограммы Южной Кореи, Восточной Японии и о-ва Южный Новой Зеландии [1]. Как правило "контактный метаморфизм" прослеживается в основании ультрабазитов по олистограммам. Олистограммы в этих разрезах занимают структурное место меланжа. В пределах широких аккреционных призм олистограммы занимают обширные площади. Например, францисканскую формацию Калифорнии мы вправе сравнивать с гигантской олистограммой, в которой не выдерживается стро-

Эра	Период	Отдел	Возраст, млн лет	Тектонические эпохи и фазы	Районы распространения офиолитов		
KZ	N	N ₁	10	Альпийская			
		Р	22,5				
	Р	35					
MZ	K	K ₂	62	Ларамийская	Сахалин, Оман, Кипр, Гималаи		
		K ₁	65				
	J	J ₃	140	Невадийская Позднекиммерийская	Калифорния, Средиземноморье, Малый Кавказ, Иран, Новая Зеландия		
			195				
PZ	T		230	Герцинская	Урал, Восточная Австралия, Аппалачи		
	P		280				
	C		345				
	D	D ₂	375				
	S		395				
	O	O ₂	435				
	O	O ₂	460			Каледонская	Ньюфаундленд, Норвегия
	Є		500				
PC	RF		570	Гренвилевская	Египет, Марокко, Саудовская Аравия		
	PR		1000				
			1600				

Рис. 5. Возраст офиолитов различных складчатых поясов и приуроченность их образования к глобальным тектоническим фазам

гая последовательность в геологическом разрезе. Второй отличительной чертой офиолитов аккреционных призм является относительно слабая нарушенность общей последовательности разреза офиолитовой ассоциации. Это можно объяснить тем, что пластина офиолитов перемещается на край континента над зоной субдукции как пассивное тело, перекрывая разновозрастные или даже более молодые отложения континентальной окраины. С. Уеда [12], рассматривая зоны субдукции, подразделил их на два типа – интенсивного и слабого сжатия. В условиях высокого сжатия перед континентом образуется аккреционная призма за счет оползней и разрушения континентальной окраины (чилийский тип). При слабом сжатии перед краем континента аккреционная призма образуется за счет пород океанической коры (марианский тип). Офиолитовые покровы, как мы говорили выше, характерны для второго типа.

Подводя итоги этой краткой статьи, можно утверждать, что по характеру перемещения на континентальную кору имеется два типа офиолитовых покровов – офиолиты коллизий континентальных плит (уральский тип) и офиолиты аккреционных призм (тихоокеанский тип). Главное их отличие состоит в том, что в первом типе сложный пакет тектонических чешуй образовался при столкновении континентальных плит, а во втором в эпоху интенсивных фаз складчатости в океанических условиях и, позднее, в результате спрединга был менее деформированным надвинут на аккреционную призму или край континента.

В целом наблюдается общая закономерность – время перемещения офиолитовых покровов на краевые части континентов совпадает с периодами наиболее активных тектонических процессов, а эпоха образования и возраст офиолитов – с фазами складчатости (рис. 5). Это может служить еще одним подтверждением глобальности тектонических процессов поверхности нашей планеты.

ЛИТЕРАТУРА

1. Богданов Н.А., Торчигина Л.А. Некоторые аспекты научного бурения в океанах. М.: Знание, 1983. 47 с.
2. Геология дна Филиппинского моря. 1980. М.: Наука, 1980. 259 с.
3. Добрецов Н.Л. Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, 1980. 200 с. -
4. Добрецов Н.Л., Вишневская В.С. Офиолитовый симпозиум "Тектоника океанов и метаморфизм" //Геотектоника. 1984. № 6.
5. Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого//Геотектоника. 1969. № 4. С. 2–11.
6. Пейве А.В., Богданов Н.А., Книппер А.Л., Лерфильев А.С. Офиолиты: современное состояние и проблемы исследований//Геотектоника. 1977. № 6. С. 4–14.
7. Coleman R.G. Ophiolites—Ancient Oceanic Lithosphere? Berlin etc.: Springer, 1977. 261 p.
8. Den Tex F. Origin of ultramafic rocks, their tectonic setting and history: a contribution to the discussion of the paper "The Origin of Ultramafic and Ultrabasic Rocks" by P.J. Wyllie//Tectonophysics. 1969.
9. Gansser A. The Ophiolitic melange, a world-wide problem on Tethyan examples//Eclog. geol. helv. 1974. Vol. 67. P. 479–507.
10. Ghent E.D., Stout M.Z. Metamorphism at the base of the Semail ophiolites, south-eastern Oman Mountains//J. Geophys. Res. 1981. Vol. 86. P. 2557–2571.
11. Hopson C.A., Coleman R.G., Gregory R.T. et al. Geological Section through the Semail ophiolite and associated rocks along Muscat – Ibra transect, south-eastern Oman Mountains//Ibid. P. 2527–2544.
12. Uyeda S. Comparative subductology//Episodes. 1983. Vol. 2. P. 19–24.

П.Н. Кропоткин

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ГОНДВАНЫ И ЕЕ РАСПАД

РЕКОНСТРУКЦИИ ЗАПАДНОГО И ВОСТОЧНОГО БЛОКОВ ГОНДВАНЫ

Общность геологического строения южных материков и Индостана, отделенных в настоящее время друг от друга Атлантическим и Индийским океанами, была замечена еще в конце XIX века. Уже тогда, исходя из нынешнего расположения континентов и интерполируя геологические связи между ними через океан, М. Неймайр в 1887 г. и Э. Зюсс в 1885–1909 гг. рисовали общие контуры огромного палеозойского суперконтинента, охватывающего все эти материки. Зюсс предложил для него название "Гондвана", используя название области в Центральной Индии, населенной древними племенами гонда. При этом предполагалось, что южная часть Атлантического и весь Индийский океан возникли вследствие погружения обширных частей суперконтинента.

Подобным же образом строили свои представления о Гондване наши геологи, стоявшие в 1946–1960 гг. на позициях фиксизма. Так, Ю.М. Шейнманн отмечал "поразительное сходство" отложений верхнего палеозоя и нижнего мезозоя Африки и Южной Америки и считал, что "можно проследить свиты через Атлантический океан, наметить по обе его стороны существование аналогичных фациальных зон и т.д." [33, с. 2]. Это сходство отмечали также Н.С. Шатский, Н.М. Страхов [30], А.Н. Мазарович (1952 г.), М.В. Мурагов [24], В.В. Белоусов [2], Ю.М. Шейнманн [33] и Н.М. Страхов [30] опубликовали даже тектонические схемы земного шара, на которых области, сходные по строению осадочного чехла или возрасту складчатости, но расположенные на разных материках, были соединены соответствующими зонами через акваторию океанов. Подобные построения послужили, в свою очередь, основанием для гипотезы "океанизации" материковой коры, то есть трансформации толстой коры, имеющей хорошо выраженный гранитный слой, в тонкую базальтовую кору океанов. Гипотеза "океанизации" была раскритикована В.А. Магницким, Е.Н. Люстихом и др. [18] (см. комментарии П.Н. Кропоткина к книге Вегенера [6]).

Среди зарубежных геологов, непосредственно изучавших южные материки и пов Индостан, напротив, доминировала с 20-х годов мобилистская концепция, основанная на тех реконструкциях Гондваны, которые были предложены А. Вегенером, Э. Арганом в 1922 г. [1] и А. Дю-Тойтом в 1937 г. [59]. В таких реконструкциях палеозойский суперконтинент, окончательно сформировавшийся в результате консолидации обширной докембрийской платформы после складчатости конца рифея–начала кембрия, оказывается гораздо компактнее и в 3–4 раза меньше по площади, чем на фиксистских схемах Зюсса, Шейнманна и др. Он охватывает платформенные блоки Флориды (Северная Америка), Южной Америки с Мальвинскими (Фолклендскими) островами, Африки, Аравии, о-ва Мадагаскар, Индостана, о-ва Шри Ланка, Австралии (включая юг о-ва Новая Гвинея), часть Новой Зеландии и Антарктиду, а также те небольшие блоки в Индийском и Атлантическом океанах, которые сейчас рассматриваются как микроконтиненты.

Такое представление о геологическом единстве Гондваны в палеозое, ее распаде и перемещении материков на тысячи километров в течение позднего мезозоя и кайнозоя сохранялось среди этих геологов и в 30–50-х годах, когда в Западной Европе, США и СССР доминировала концепция фиксизма [14, 22, 39, 44, 45, 66, 83, 84]. Советские геологи, изучавшие Антарктиду [7, 26, 28] и Африку [3, 4], также восприняли мобилистскую концепцию Гондваны по мере более детального ознакомления с ее геологическим строением. С конца 50-х годов было опубликовано много специальных исследований, посвященных сравнению геологических особенностей в структуре различных частей Гондваны и реконструкциям. Обширная библиография таких работ

приводится в нашем комментарии к новому изданию книги А. Вегенера "Возникновение континентов и океанов" на русском языке [6].

Независимая от палеоклиматических (верхнепалеозойское оледенение), геологических (сходство стратиграфического разреза палеозойских и раннемезозойских отложений) и палеонтологических (распространение глоссоптерисовых флор, общность в фауне наземных позвоночных [25]) доказательств бывшего единства Гондваны веская аргументация мобилистских реконструкций была получена в результате палеомагнитных исследований. Уже в 1956–1958 гг. изучение остаточной намагниченности пород Австралии, Индии и Африки показало, что с верхнего палеозоя несомненно происходило удаление этих материков от южного полюса и друг от друга (работы Э. Ирвинга, К.М. Крипра и др. [15, 48]).

Наиболее полное обобщение современных палеомагнитных данных, которое позволяет построить реконструкцию Гондваны и проследить движение полюса на ней от Северо-Западной Африки через Южную Африку и Австралию одновременно с таким же перемещением центров оледенения в течение палеозоя по геологическим данным, представлено в работах Д. Валенсио, М. Мак Элхинни, Б. Эмблтона и др. [60–62].

В дальнейшем изложении мы будем придерживаться того понимания Гондваны, которое сложилось в работах упомянутых авторов, не включая в ее состав платформенные блоки Центрального Ирана, Тибета и Индокитая. Эти блоки в исследованиях 70–80-х годов были отнесены некоторыми авторами к Гондване. Однако они представляют собой главным образом области палеозойской (в том числе верхнепалеозойской) складчатости и консолидации, обнаруживающие некоторые черты сходства с основными областями Гондваны в отношении литологии и фациальной характеристики нижнепалеозойских и среднепалеозойских отложений и в составе флоры верхнего палеозоя и триаса.

В принятом нами более узком понимании Гондвана – это, прежде всего, докембрийская платформа (кратон), достигшая окончательной консолидации в конце рифея или в начале кембрия, но сформировавшаяся в основном гораздо раньше – уже в нижнем или среднем протерозое (более 1,5 млрд лет тому назад [52]). По границе с Тихим океаном она была обрамлена непрерывной геосинклинальной зоной, которую А. ДюТойт назвал геосинклиналию Замфрау, а со стороны нынешней Евразии – палеозойским геосинклинальным океаном. Его, по крайней мере частично, называют палео-Тетисом. Возможно, этот океан состоял из нескольких почти параллельных зон геосинклинального типа, сходных, например, с Индонезией и Меланезией.

Реконструировать прежние соотношения консолидированных блоков, возникших здесь в результате палеозойской и мезозойской складчатости, с самим кратоном Гондваны очень трудно. Здесь уже непригоден эффективный метод стыковки по контурам изобат материкового склона, довольно точно совпадающим при глубине 1000–2000 м с границей материкового цоколя, сложенного докембрийскими гранитоидными породами так называемого гранитного слоя земной коры. Позднейшая переработка зоны палео-Тетиса, например, растяжение и погружение коры в восточной части Средиземного моря и образование складчатых сооружений Тавра, Загроса, Гиндукуша и Гималаев в Альпийско-Гималайском поясе складчатости, делает слабо обоснованными любые попытки реконструкции этого обрамления Гондваны. Поэтому в дальнейшем изложении мы совсем не будем касаться данной проблемы и сосредоточим внимание только на реконструкциях докембрийского кратона Гондваны.

В тех случаях, когда метод стыковки по соответствующим контурам материкового склона приводит к хорошему совпадению геологических структур, продолжающихся с одного континента на другой, реконструкция получается очень точной, с возможными отклонениями от идеального совмещения не более 100 км [73]. Такие точные реконструкции достигаются на контакте Африки с Южной Америкой и Австралией с Антарктидой.

В первом случае необходимо было предварительно уточнить, где в действительности проходит край докембрийского цоколя в районе дельты р. Нигер и можно ли исклю-

чить перекрытие изобат, ограничивающих эту дельту с внешней стороны, с изобатами материкового склона Бразилии. Такое уточнение подземных контуров кратона было выполнено путем геофизических исследований [43, 99]. Они показали, что край докембрийского цоколя происходит здесь внутри материка на расстоянии до 200 км от береговой линии. Земная кора в дельте р. Нигер на большей площади сложена отложениями третичного и мелового возраста, которые покоятся, по-видимому, на базальтовой коре океанического типа.

С учетом этих данных оказывается возможным значительно сблизить контуры континентов Африки и Южной Америки (включая их шельф) на протяжении 7500 км настолько тесно по изобатам 910 м, что ширина полосы, в которой изобаты не доходят до полного совпадения друг с другом или, наоборот, перекрываются, составляет почти на всем протяжении только 20–100 км. На рис. 1, заимствованном из работы Э. Булларда и Дж. Эверетта [42], показана такая реконструкция. Как отмечал академик А.Н. Колмогоров, вероятность случайного совпадения контуров, столь точно повторяющих в плане выпуклости и вогнутости границ обеих материковых платформ, практически равна нулю.

Достоверность этих построений подтверждается тем, что контуры зоны раннемезозойской складчатости на юге Африки (капиды) и в расположенном южнее Буэнос-Айреса районе Аргентины, также, как и внешний контур распространения пермских отложений и триасовых траппов бассейна р. Параны в Южной Америке и гор Каоковелд в Юго-Западной Африке, естественным образом переходят в такой реконструкции с материка на материк. Также продолжают из Бразилии в Африку (в Камерун) докембрийский разлом северо-восточного простирания, границы областей докембрийской складчатости и гранитизации, имеющих различный возраст [17, 38, 65, 77, 82, 89], и пояса гравитационных аномалий [88].

Л. Фрэнкс и Дж. Кроуэлл [64] показали, что в подобной реконструкции осуществляется закономерная смена фациальных зон в средне- и верхнекаменноугольном бассейне Южной Америки и Южной Африки – от зоны континентальных отложений с тиллитами к зоне мелководных морских (мариногляциальных) отложений и далее к зоне более глубоководных отложений. Р. Маак [22, 89] уже давно обратил внимание на то, что борозды – следы движения верхнепалеозойского ледника в Южной Бразилии – указывают на перемещение льда со стороны Атлантического океана. В реконструкции при сопоставлении этих борозд с центрами растекания льда в Южной Африке становится ясно, что ледники распространялись отсюда на территорию Южной Америки. Туда были принесены валуны докембрийских пород, не встречающихся в Южной Африке, но известных в Африке.

Так же точно удается построить реконструкцию, в которой объединены Австралия и Антарктида. Построение, сделанное В. Спреллом и Р. Дитцем [98] путем определения с помощью компьютера наилучшего варианта совмещения изобат материковых склонов Южной Австралии (вместе с о-вом Тасмания) и восточной Антарктиды было уточнено М. Лэйрдом, Р. Купером и Дж. Джаго [86] по геологическим данным. Пояса позднепротерозойской и герцинской складчатости, соответствующие им геосинклинальные зоны с идентичным стратиграфическим разрезом и даже узкий трог, заполненный нижнепалеозойскими отложениями, в Тасмании и восточной Антарктиде, продолжают в такой уточненной реконструкции естественным образом с одного континента на другой. Ошибка в их взаимном расположении не может быть больше 50–100 км (рис. 2).

Точные реконструкции построены также для взаимного расположения Аравийской платформы и Африки на стадии, предшествовавшей образованию Красного моря и Аденского залива. Реконструированы в десятках работ по результатам геологических и геофизических исследований последовательные стадии отодвигания Аравийской платформы от Африки [12, 67]. По результатам магнитных съемок, сейсмопрофилеирования и изучения тектоники и рельефа дна этих впадин удалось установить, что в течение кайнозойской эры спрединг происходил здесь неравномерно, прекращаясь в

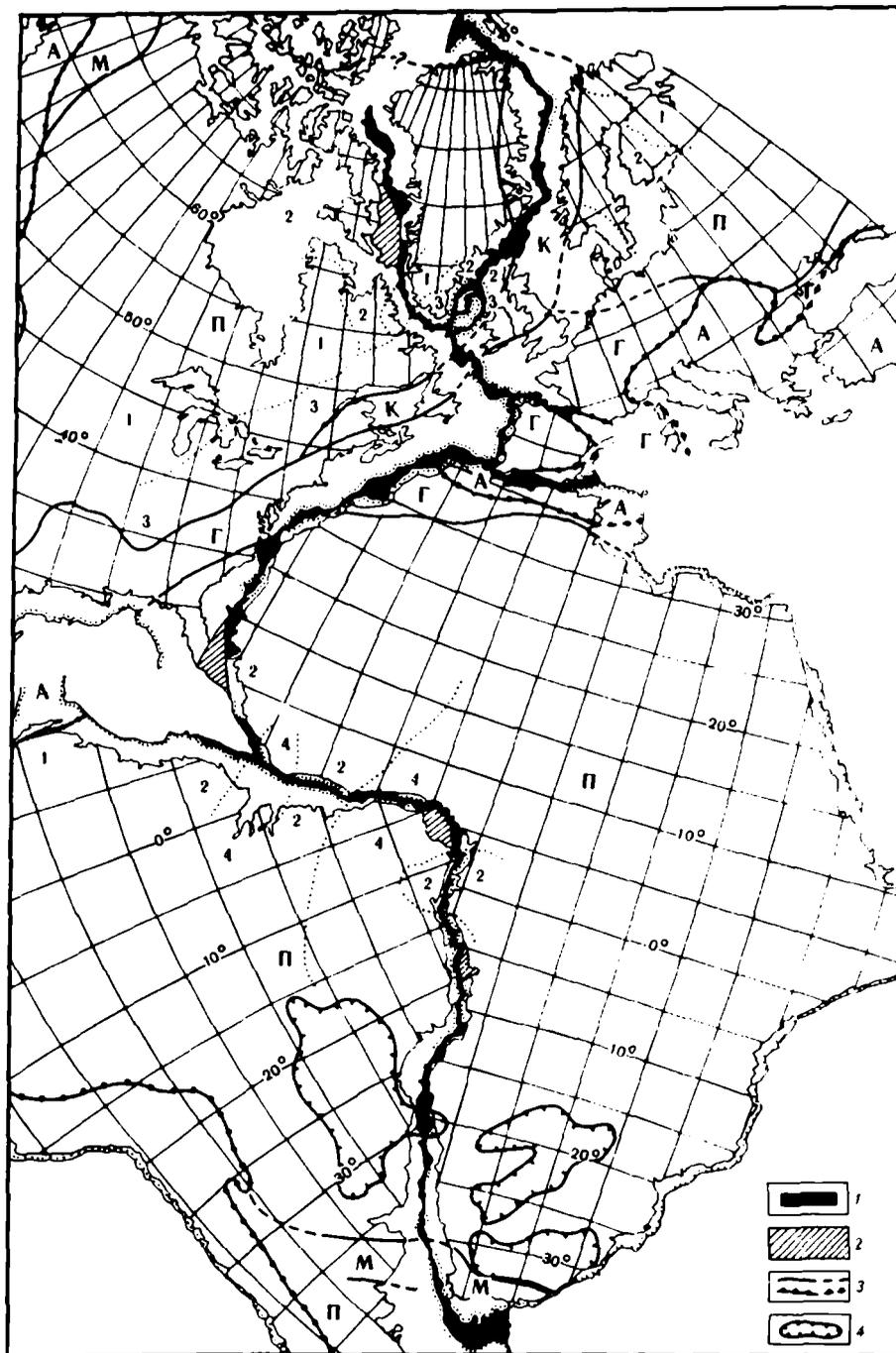


Рис. 1. Совпадение контуров материкового склона берегов Атлантического океана по изобате 910 м (по [42] с дополнениями)

1 - перекрытие изобат или промежуток между ними (с глубинами 0,91 - 2 км); 2 - перекрытие изобат, связанное с накоплением верхнемеловых и кайнозойских осадков (в дельте р. Нисер, в проливе Дейвиса) и вулканических пород, происшедшим после раздвижения материков; 3 - границы тектонических зон; 4 - синеклизы, сложенные аналогичными на обеих материках отложениями S_2 , P_1 и I_1 и трапсами $I_1 + J_1$; А - области дараминской и альпийской складчатости, Г - герциниды, К - каледониды, М - верхнепалеозойские и мезозойские складчатые системы, П - докембрийские платформы; цифрами на схеме обозначены комплексы с преобладанием интрузивных пород следующего возраста: 1 - 2,8 - 2,3; 2 - 2,0 - 1,5; 3 - 1,2 - 0,9; 4 - 0,6 - 0,5 млрд лет

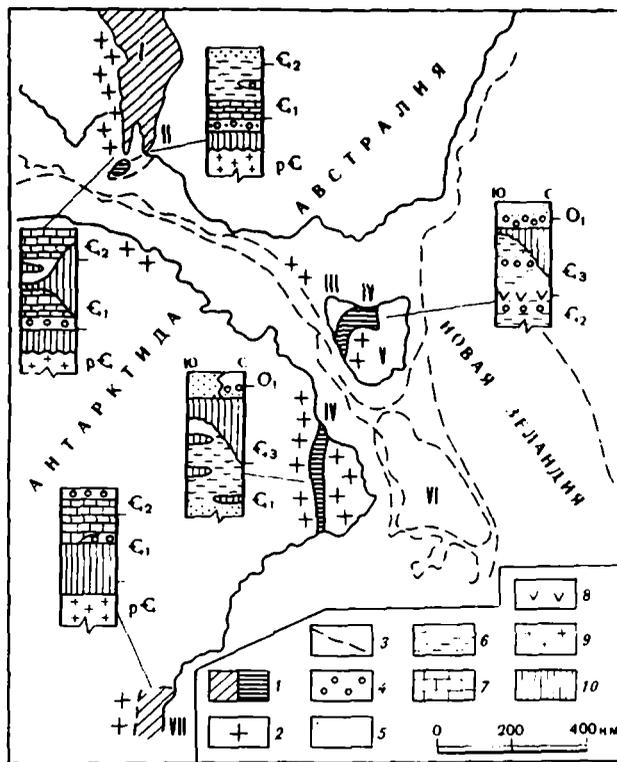


Рис. 2. Реконструкция взаимного расположения Юго-Восточной Австралии и Восточной Антарктиды [86]

1 - зоны распространения кембрийских отложений; 2 - выступы докембрийского фундамента; 3 - изобата 2000 м; обозначения на стратиграфических колонках, иллюстрирующих разрез нижнего палеозоя в этих зонах: 4 - конгломераты, 5 - песчаники, 6 - аргиллиты, 7 - известняки, 8 - вулканы, 9 - докембрийский фундамент, 10 - разрывы; I - геосинклиналь Аделаиды, II - грабен Канманту, III - бассейн Смиттон, IV - грабен Данда и его продолжение в Антарктиде, V - грабен Адамсфилд, VI - Южно-Тасманское подводное поднятие, VII - выходы серни Брэд

интервалах 36,5–23,5 и 16–4,5 млн лет. В течение трех фаз спрединга, падающих на интервалы времени 43–36,5 (эоцен, олигоцен), 23,5–16 (миоцен) и 4,5–0 млн лет (плиоцен, квартер), раздвижение бортов Аденского залива и Красного моря происходило со скоростью 0,9–1,1 см/год.

Таким образом, два крупных блока – Западно-Гондванский, охватывающий Африку с Аравией и Южную Америку, и Восточно-Гондванский, объединявший Австралию и Антарктиду, – поддаются реконструкции, настолько точно соответствующей всем геологическим, палеоклиматическим и геофизическим данным и контурам материкового склона, что не остается сомнений в реальности их прежних очертаний. Это – факт, принципиально доказывающий горизонтальные перемещения материков на тысячи километров. Скорость их удаления друг от друга составляла, как нетрудно подсчитать, зная продолжительность дрейфа, от 1 до 10 см/год. Именно такие значения скорости горизонтальных движений обнаруживаются сейчас по сдвигам и надвигам в различных районах (Калифорния, Таджикистан, Япония) по геодезическим измерениям.

Менее определено, в смысле точности взаимного расположения континентальных блоков, строится по сумме геологических и палеомагнитных данных и совмещению изобат материкового склона реконструкции, связывающие Флоридскую платформу (включая Багамские острова) с Северо-Западной Африкой и Новую Зеландию с Австралией. Флоридская платформа составляет юго-восточный форланд герцинского складча-

того пояса Аппалачей, который продолжается в реконструкции в палеозойские складчатые цепи Атласа (в Марокко) и Западную Европу. Такая реконструкция, давно уже предложенная Э. Краусом (1951 г.), получила сейчас солидное обоснование в работах Ф. Ван Хутена [104], который проанализировал сходство разреза континентальных отложений верхнего палеозоя в этих районах по обе стороны Атлантического океана.

Реконструкция региона, охватывающего Флоридскую платформу, о-в Куба, Багамскую банку и примыкавшие к ней части Южной Америки и Северо-Западной Африки, обоснованная нами по геологическим и геоморфологическим данным [20], соответствует времени, когда еще не существовали впадины Мексиканского залива и Карибского моря. Подобные построения рассматривались позже Р. Дитцем [56], Дж. Уайтом [107], П. Маттсоном [91] и др. Трудности в совмещении контуров можно устранить здесь, если учесть взаимные перемещения микроконтинентов, на которые расщеплены Багамская банка и ее восточное продолжение.

Реконструкции взаимного расположения Австралии и Новой Зеландии (вместе с примыкающим к ней подводным плато о-вов Чатем и Кэмпбелл) основываются на предположении, что большая часть Новой Зеландии принадлежала к мезозойско-кайнозойскому геосинклинально-складчатому поясу, который обрамлял Австралию с востока. Продолжение этого пояса удастся проследить в Антарктиде до Земли Грейама. Такие построения были опубликованы М. Лэйрдом и Р. Купером [86], Гриффитсом [72], Д. Хоуэллом [76], П. Кампом [81] и другими, но их точность невелика. Несомненно, однако, что сложные палеозойскими отложениями складки юго-восточного побережья Австралии были оборваны у края ее узкого шельфа при образовании впадины Тасманова моря. Их продолжение следует искать на подводном поднятии Лорд Хау и на берегах Новой Зеландии, как предполагал еще А. Вегенер [35].

РЕКОНСТРУКЦИИ ГОНДВАНЫ В ЦЕЛОМ

Несмотря на то что имеются несомненные, жесткие (с возможной ошибкой во взаимной позиции континентов не более 50–100 км) реконструкции Бразильско-Африканского и Австралийско-Антарктического блоков, конфигурация всего палеозойского материка Гондваны в целом рисуется различными авторами по-разному. Эти различия возникают главным образом из-за неопределенности в позиции Мадагаскара по отношению к Африке и Индийской платформы по отношению к Австралии и Антарктиде. В зависимости от того, какой из указанных на таблице вариантов принимается в этих двух случаях, получается четыре группы реконструкций Гондваны, представленные на ней.

Реконструкция в области Индийского океана затруднена из-за раздробленности докембрийской материковой платформы на мелкие блоки, составляющие основу разбросанных среди океана микроконтинентов. Это острова Шри Ланка, Сокотра, Сейшельские острова к северу от Мадагаскара, цепь островов Лаккадивских, Мальдивских и Чагос к западу и юго-западу от Индостана, подводное плато Натуралист (к западу от Австралии) и, возможно, возвышенность, составляющая подводный хребет и о-в Кергелен [23, 57]. Докембрийский фундамент выступает на поверхность на островах Шри Ланка, Сокотра и Сейшельских. Скорость сейсмических волн в акустическом фундаменте, подстилающем осадочные породы Лаккадивского поднятия, характерна для гранитного слоя. Продолжение фундамента о-ва Мадагаскар можно предполагать на подводной возвышенности, протягивающейся на юг от него. В остальных случаях только морфология возвышенностей, ограниченных крутым материковым склоном, может служить указанием на первоначальную платформенную материковую природу микроконтинентов.

Но вернемся к вопросу о позиции Мадагаскара и Индостана по отношению к соседним материкам, от которой зависит общая конфигурация Гондваны. Северный вариант позиции Мадагаскара, у побережья Кении, впервые намеченный А. Дю-Тойтом в 1937 г., обосновывается наличием на побережье Африки между 0° и 10° ю.ш. юрских морских

Положение п-ова Индостан	Положение о-ва Мадагаскар		Положение о-ва Мадагаскар не указано
	Южное (вблизи Мозамбика)	Северное (вблизи Кении)	
1. Восточное побережье Индостана примыкает к Антарктиде	Гамильтон, Крикли, [74], Тарлинг [101], Баррон, Харрисон [36, 37], Кропоткин (в данной работе)	Дю-Тойт [59], Кинг [84], Фрэнкс, Кроуэлл [64], Дитц, Холден [54], Смит, Халлам [97], Крауфорд [47], Саттон, Ватсон [100], Краддокк [46], Де Вит [53], Эмблтон, Валенсио [60], Ирвинг [79], Ларсон [87], Кроуэлл [49, 50], Городницкий, Зоненшайн [10]	Криг [48], Брайлен [41]
2. Восточное побережье Индостана примыкает к Австралии	Вегенер [6], Арган [1], Кэри [45], Ланн [58], Кропоткин [16], Ахмад [34], Харли, Ранд [78], Кинг [85]	Горвиту [75], Воронов, Храмов [7], Шидле [96]	Грауфорд [69], Виверс, Джонс [105], Маркл [90]

отложений, сходных с отложениями того же возраста на Мадагаскаре [97] и палеомагнитными данными по триасовым и юрским породам этого острова [60]. Первый из этих аргументов нельзя считать решающим, так как трансгрессия юрского моря, захватившая восточное побережье Африки и западную половину Мадагаскара, вполне могла распространяться на оба эти района из протянувшегося с севера на юг продолговатого бассейна, который возник при перемещении Индостана и Мадагаскара в восточном направлении от Африки. Следы этого бассейна являются толща осадочных пород мощностью 15 км, зарегистрированная сейсмозондированием в Индийском океане у берегов Кении, и мезозойские отложения в Мозамбикском проливе.

Южный вариант позиции Мадагаскара (у побережья Мозамбика), намеченный еще А. Вегенером, был обоснован в работах Дж. Флореса [63], Д. Тарлинга [101, 102, 103] и др. Главным аргументом в этом варианте является распространение в южной части о-ва Мадагаскар верхнепалеозойских отложений, сходных с пермокарбонном Южной Африки, в том числе верхнекаменноугольных морских отложений, связанных с трансгрессией этого времени, общие контуры которой достаточно хорошо известны. Кроме того, на Мадагаскаре распространены юрские долериты, идентичные долеритам того же возраста в поясе, протягивающемся из Южной Африки в Антарктиду. В юрских отложениях Мадагаскара известна холодолюбивая фауна, сходная с бореальной, что также свидетельствует, с учетом позиции юрского полюса, в пользу южного варианта [8]. Палеомагнетизм верхнемеловых эффузивов Мадагаскара, изученных А. Рошем, и эффузивов того же возраста в западной части Индостана показывает, что в это время район Бомбея находился приблизительно на 23° ю.ш., а центральная часть Мадагаскара — на 38° ю.ш., то есть значительно южнее [95]. Это опять-таки говорит в пользу южного варианта позиции Мадагаскара [36, 37] при общей компоновке блоков Гондваны.

Трудности, которые все же оставались у авторов, принимавших южный вариант, — это наличие неправдоподобных "дырок" между сближенными блоками Гондваны. Их удастся преодолеть в предлагаемой нами реконструкции, которая представляет собой модифицированную схему А. Смита и А. Халлама [97]. Наша реконструкция основана на предположении, что прибрежная часть низменности Мозамбика между устьями рек Замбези и Лимпопо представляет собой такое же мощное накопление мезозойских и кайнозойских отложений на коре океанического типа, как выступ суши

в районе дельты р. Нигер. Как и там, цоколь докембрийского фундамента, вероятно, отсутствует под этой частью низменности, а его край проходит внутри материка на расстоянии до 300 км от береговой линии, недалеко от моноклинали или флексуры, хорошо выраженной в рельефе. Эта моноклираль, сложенная отложениями формации Карру (пермь, триас, нижняя юра) и мела, указывает на быстрое погружение поверхности фундамента в сторону океана. Оно происходит внутри континента на расстоянии 100–450 км от берега. Геофизические исследования (сейсморазведка на суше, 32-й рейс научно-исследовательского судна "Академик Курчатов" в 1981 г.) показали, что в пределах низменности Мозамбика и в Мозамбикском проливе у устья р. Замбези мощность осадочных отложений, залегающих на "фундаменте", который, по-видимому, представлен траппами (долериты и пр.) нижнемезозойского возраста, достигает 6–8 км.

Предположение о том, что край докембрийского кристаллического цоколя проходит под низменностью Мозамбика, позволяет в реконструкции Гондваны немного "вдвинуть" контур Мадагаскара внутрь береговой линии Африки. При такой позиции, представляющей несколько видоизмененную схему Е.А. Долгинова и В.П. Поникарова [9], естественным образом продолжаются с территории Африки на Мадагаскар: 1) пояс раннеархейского гранитообразования, 2) границы формационных зон верхнего архея, в том числе довольно узкая зона парагнейсовых толщ этого возраста, 3) северная граница распространения верхнекаменноугольной морской трансгрессии (рис. 3).

Главным возражением против северного варианта позиции о-ва Мадагаскар (у берегов Кении) является то, что в этом случае пришлось бы считать, что в послееюрское время он должен был перемещаться по отношению к Африке на юг, тогда как Индийская платформа - на север или северо-восток. Такое встречное движение Мадагаскара, расположенного между Индостаном и Африкой, по отношению к обоим этим блокам неправдоподобно с механической точки зрения, с учетом подкорковых течений и других требований геодинамики.

В нашей схеме (рис. 4) достигается настолько компактная конфигурация, что Индийская платформа вплотную подходит к берегам Сомали, а соленосные отложения кембрия в ее северо-западной части сближаются с провинцией таких же фаций кембрия в Аравии и Южном Иране. Прямолинейный разлом, ограничивающий с востока глыбу о-ва Мадагаскар с ее узким шельфом, выглядит в реконструкции как продолжение крупного прямолинейного разлома, ограничивающего с запада шельф п-ова Индостан. Как подчеркивал А. Рош [95], палеомагматизм меловых эффузивов доказывает параллельность ориентировки обоих этих разломов. Между Индостаном и побережьем Африки, у берегов Кении и Сомали, могли находиться те блоки, из которых образовалась полоса микроконтинентов Лаккадивских и Мальдивских островов и островов Чагос, также, по-видимому, обрубленная с обеих сторон протяженными разломами.

В позиции Индийской платформы по отношению к Антарктиде и Австралии также существовала неопределенность, которую удалось устранить главным образом на основании палеомагнитных данных. Первый по времени опубликования вариант был предложен А. Вегенером [6] и Э.Арганом [1]: он использован позднее С. Кэри [45], индийскими и советскими геологами. В этом варианте реконструкции северо-западный выступ Австралии с ее шельфом приводится в контакт с вогнутостью контура материкового склона у восточного побережья Индии. При этом неплохо соответствуют друг другу различные провинции докембрия на обоих материках. Как показал Р. Горвиту [75], железорудные зоны докембрийского возраста Северо-Западной Австралии могут быть сопоставлены с железорудной провинцией восточной половины Индостана. Однако подобная реконструкция требует такой ориентации Австралийско-Антарктического блока по отношению к остальным частям Гондваны, которая решительно противоречит палеомагнитным данным. Позиции палеозойских и триасовых полюсов Австралии отходят в этом случае на 40–70° по дуге большого круга от полюсов, определенных по породам Африки, Индии и Южной Америки.

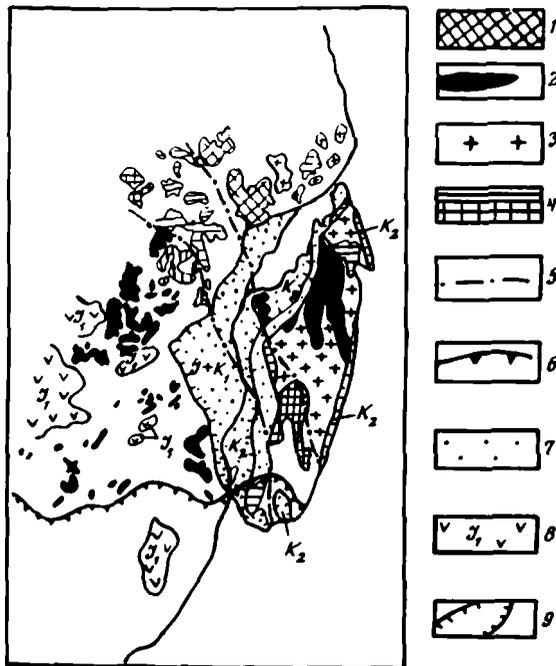


Рис. 3. Реконструкция взаимного положения Юго-Восточной Африки и о-ва Мадагаскар (по [9], с изменениями – показано более тесное сближение Мадагаскара с Африкой)

1 – катархейские чарнокит-ортогнейсовые комплексы; 2 – нижнеархейские габбро-амфиболитовые комплексы; 3 – районы раннеархейского гранитообразования; 4 – верхнеархейские парагнейсовые толщи; 5 – границы зоны распространения парагнейсовых формаций верхнего архея, которая в реконструкции переходит с о-ва Мадагаскар в Африку; 6 – северная граница распространения верхнекаменноугольных, главным образом морских, отложений; 7 – отложения (от пермских до кайнозойских) зоны, примыкающей к Мозамбикскому проливу; 8 – нижнеюрские траппы; 9 – границы распространения верхнемезозойских базальтондных серий ($J_2 + K_1, K_2$)

Хорошо соответствует как геологическим, так и палеомагнитным данным другой вариант, в котором восточное побережье Индостана примыкает к берегам Восточной Антарктиды ($50-90^\circ$ в.д.). Такая реконструкция была представлена еще в 1937 г. А. Дю-Гойтом [59]. Это сочинение представляет собой крупнейший – после работ Вегенера – вклад в обоснование теории мобилизма. Основываясь на геологических данных, подобную стыковку материков принимали Л. Кунг [84], Р. Дитц и Дж. Холден [54], Д. Тарлинг и др. [40, 51, 55, 101]. К 1970 г. основные черты реконструкции Дю-Гойта были подтверждены большим количеством палеомагнитных данных и детальным анализом совпадения контуров материкового склона с использованием новейших батиметрических карт.

Наиболее известной реконструкцией всей Гондваны, очень похожей на реконструкцию А. Дю-Гойта, является реконструкция А. Смита и Х. Халлама [97], которая была построена путем определения с помощью ЭВМ наилучшего совпадения изобат материкового склона всех частей этого суперконтинента. В ней достигается, как показали Дж. Брайден [41], Б. Эмблтон и Д. Валенсио [60], отличное совпадение позиций палеомагнитных полюсов, определенных по остаточной намагниченности палеозойских и нижнемезозойских пород южных материков и Индостана. Например, палеомагнитные полюсы триасово-юрских пород Южной Америки, Африки, Мадагаскара, Индии, Австралии и Антарктиды тесно группируются около пункта с координатами 70° в.д., 63° ю.ш. (в системе координат, связанной с Африкой). Средняя позиция полюса, найденная по каждой из этих материковых глыб, отходит от общей средней точки не более чем на $2-6^\circ$ по дуге большого круга. По палеомагнитным данным можно построить кривую перемещения южного полюса в течение палеозоя через всю Гондвану, от Северо-Западной Африки, через ее южные районы в Австралию, в полном согласии с палеоклиматическими данными о распространении тиллитов, мариногляциальных отложений и борозд, выпаянных льдом на поверхности докембрийского фундамента [32].

Однако в реконструкциях Дю-Гойта и Смита–Халлама слабым местом является, как мы видели, северная позиция о-ва Мадагаскар. Преодолеть эту трудность попытались Д. Тарлинг [101], Э. Баррон и К. Харрисон [36, 37]. Э. Баррон и К. Харрисон построили серию глобальных реконструкций, иллюстрирующих последовательные стадии

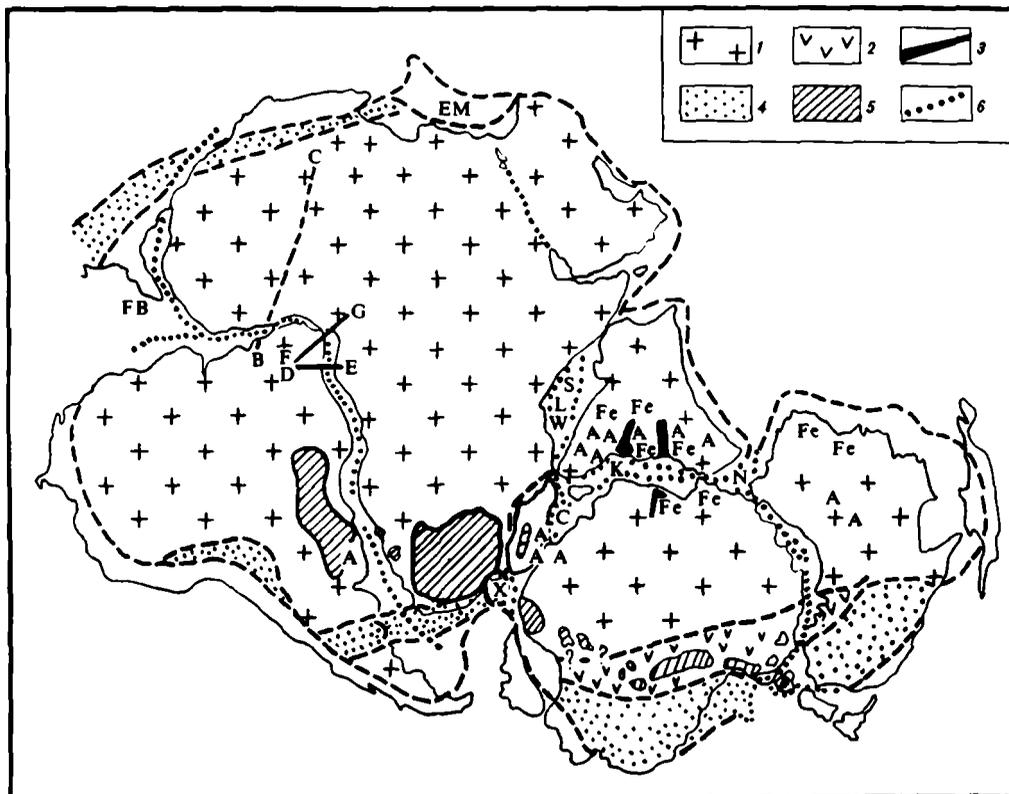


Рис. 4. Реконструкции палеозойского суперконтинента Гондваны

1 – докембрийская платформа (кратон); 2 – рифейско-кембрийская геосинклиналь Аделаиды и ее продолжение в Антарктиде; 3 – верхнепалеозойские грабены Индостана и Антарктиды; 4 – палеозойские геосинклинали Восточной Австралии и Антарктиды, Аппалачей, Южного Атласа, верхнепалеозойско-мезозойская геосинклиналь Замфрау; 5 – мезозойские траппы; 6 – контуры крутой части современного материкового склона; А – докембрийские аноксидиты; ВС, DE – границы докембрийских провинций различного возраста; FG – зона докембрийских милонитов; Fe – железорудные зоны; EM – бассейн восточной части Средиземного моря, возникший в конце палеозоя и в мезозое на коре кратона Гондваны в результате ее растяжения; С – подводное плато Крозе; FB – платформа п-ова Флорида и Багамских островов; K – подводный хребет Кергелен; L – Лаккадивские острова; W – Мальдивские острова; N – подводное плато Натуралист; S – Сейшельские острова; X – подводная возвышенность Агульяс

взаимного положения материков на протяжении последних 180 млн лет. Еще раньше были построены глобальные схематические реконструкции материков Э. Ирвингом (15 реконструкций через интервалы в 25 млн лет от среднего девона до позднего кайнозоя [79]) и Л.П. Зоненшайном и А.М. Городницким [11].

С учетом всех этих построений, принимая наиболее обоснованные варианты позиции Мадагаскара, Индии и Антарктиды, можно предложить вполне компактный вариант реконструкции всей Гондваны (см. рис. 4). Он соответствует палеозойской эре – времени, когда еще не начался распад огромной докембрийской платформы.

В нашей реконструкции грабен в районе залива Прудс и Земли Мак-Робертсона на побережье восточной Антарктиды (между 60 и 75° в.д.) может рассматриваться как продолжение грабена р. Маханади, который в восточной части п-ова Индостан подходит к берегу под прямым углом. Эти грабены заполнены аналогичными на обоих континентах отложениями верхнего карбона и перми так называемой гондванской серии и содержат весьма сходные угленосные отложения с идентичной флорой глоссоперис. Докембрийские железные руды – джеспилиты Рукерского комплекса в горах Принс-

Чарльз в Антарктиде – образуют в такой реконструкции единую провинцию с железорудными бассейнами Восточного Индостана (серия Сингарени в нижней части системы Кудата [27]). Это подтверждает и анализ магнитных аномалий Индии и Антарктиды [92].

Промежуток между Африкой и Индостаном заполнен в нашей реконструкции удлиненным блоком Лаккадивских и Мальдивских островов, отсеченных от Африки той же системой параллельных разломов, которая проявилась в прямолинейных очертаниях восточного берега Мадагаскара и западного берега Индостана. О-в Шри Ланка и блоки цоколей Сейшельских островов и о-ва Кергелен (очертания которых распознаются с трудом в связи с накоплением позднейших вулканитов) заполняют "дырки" между Мадагаскаром, Индостаном и Антарктидой. Подводное плато Натуралист естественным образом соединяет Индию с Австралией.

На предлагаемой реконструкции хорошо прослеживается единство палеозойского геосинклинального пояса, пояса мезозойских (триас, юра) долеритов бассейна р. Параны, юга Африки (синеклиза Карру), Мадагаскара, Антарктиды и о-ва Тасмания. Геосинклинальная зона, существовавшая в позднем протерозое (рифее) и кембрии в Антарктиде, продолжается в геосинклиналь Аделаиды в Юго-Восточной Австралии. Провинция докембрийских анортозитов о-ва Мадагаскар объединяется с анортозитами Берега Принцессы Астрид (14° в.д.) в Восточной Антарктиде. Палеозойские и ранне-мезозойские полюсы всех частей Гондваны, найденные по палеомагнитным данным, сближаются между собой (вплоть до совпадения в пределах контуров 95%-ной вероятности позиции полюса) почти так же хорошо, как в реконструкциях Смита–Халлама [60, 61, 97] и Тарлинга [101].

Проверку нашего варианта реконструкции Гондваны может дать детальное изучение геологических структур Антарктиды как продолжения структур Мадагаскара, Шри Ланки, Восточного Индостана и Австралии [70, 71, 93]. Это позволит еще точнее откорректировать взаимное расположение всех блоков восточной Гондваны, отделенных сейчас друг от друга акваторией Индийского океана. При такой корректировке должна учитываться история формирования этого океана в процессе спрединга, какой она вырисовывается в результате геохронологической идентификации и стыковки разновозрастных полос магнитных аномалий [29, 31, 68, 106].

РАСПАД ГОНДВАНЫ И ВОЗНИКНОВЕНИЕ ПРОМЕЖУТОЧНЫХ ОКЕАНОВ

Распад суперконтинента Гондваны с образованием грабенов, а затем и обширных бассейнов океанического типа между удалявшимися друг от друга обломками материковых платформ начался в триасе или юре (ранняя фаза образования Мексиканского залива и эмбриональной Атлантики между Флоридой и Северо-Западной Африкой, отделение Индо-Австрало-Антарктического блока от Африканско-Южно-Американского). Он продолжался наиболее интенсивно в течение мела и кайнозоя. В это время, охватывающее 140 млн лет, образовалась большая часть коры глубоких (более 2000 м) частей Атлантического и Индийского океанов и протягивающихся среди них подводных хребтов [62, 94]. Эти хребты (Южно-Атлантический, Африканско-Антарктический, Западно-Индийский, Аравийско-Индийский, Австрало-Антарктическое поднятие) сформировались в основном в течение второй половины кайнозоя. Отделение Австралии от Антарктиды произошло значительно позже (верхний мел, палеоген), чем разобщение основных крупных блоков Гондваны.

Имеются хорошо обоснованные реконструкции, которые иллюстрируют последовательные стадии образования южной части Атлантического и Индийского океанов (см. выше) и Тасманова моря. Впадина этого моря образовалась в течение мела и палеогена в результате дрейфа Новой Зеландии и поднятия Лорд Хау в восточном направлении [21, 80].

Одновременно с распадом Гондваны происходили распад суперконтинента Лавразии

в Северном полушарии и образование впадин Северной Атлантики, Северного Ледовитого океана и окраинных морей Восточной Азии. Увеличение поверхности земной коры компенсировалось постепенным закрытием обширного океана Тетис и сокращением площади Тихого океана в связи с процессами субдукции и складчатостью в Альпийско-Гималайском и Тихоокеанском поясах. Палеомагнитные данные указывают также на некоторое расширение Земли (увеличение радиуса на 2–3%), которое соответствует приращению ее площади на 4–7% [18]. Это эквивалентно 8–15% акватории новообразованных впадин с корой океанического типа.

В настоящее время основные процессы спрединга и раздвигания блоков земной коры связаны с зонами срединно-океанических хребтов. В конце палеозоя и в первой половине мезозоя основная сеть раздвигов, напротив, составляла систему срединно-континентальных разломов, рассекавших Пангею в разных направлениях (см. рис. 1, 4). Вдоль них сначала возникали грабенообразные депрессии такого типа, какой мы наблюдаем сейчас в рифтах Восточной Африки, Красного моря, р. Иордан и Аденского залива.

Предопределившую распад Пангеи сеть разнообразно ориентированных разломов трудно связать с поднятием подкоровых течений в крупных ячейках конвекции. Скорее она свидетельствует о растяжении земной коры в периоды общего увеличения размеров Земли или преобладания эффектов расширения над эффектами сжатия при чередовании микропульсаций размера Земли. Подобные процессы можно предполагать в геодинамической модели, основанной на синтезе принципов мобилизма и пульсационной геотектонической гипотезы В. Бэчера и В.А. Обручева [19].

НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ПЕРИФЕРИЧЕСКИХ ЗОН БЛОКОВ ГОНДВАНЫ

Периферические зоны материковых блоков, на которые разделилась монолитная платформенная глыба Гондваны, представляют особый интерес в связи с их нефтегазосностью. Сторонники глубинного неорганического происхождения углеводородов указывают на поступление метана и водорода в рифтовых зонах восточной Африки и Австралии, присутствие битумов в породах докембрийского фундамента, связь нефтяных месторождений с грабенами восточной Бразилии, Красного моря и других районов. С позиции биогенного происхождения нефти и газа особое внимание обращается на большую мощность тех толщ осадочных отложений мезозойского и кайнозойского возраста, которые накопились у периферии гондванских блоков и в грабенах, их рассекающих. Действительно, установленная сейсмологическим зондированием и другими геофизическими методами мощность осадочного чехла у берегов Кении и в Нигерии (дельта р. Нигер) достигает 15 км, у берегов Мозамбика – 8 км. Под этими осадками в некоторых случаях можно предполагать комплекс мезозойских эффузивов.

Эти периферические зоны, а также грабены, внедряющиеся в материк (Красное море, грабен р. Иордан, грабен Реконкаву в Бразилии), имеют сложную структуру, выраженную в сериях субпараллельных сбросов, горстов и рифтовых депрессий. Нефтяные месторождения в Африке известны по краям грабена Суэцкого залива на его восточном (месторождения Судр, Асль, Рас-Матарма, Абу-Рудайс, Вади-Фейрон, Эль-Билайим, Морган) и западном (Амер, Рас-Бакр, Рас-Гариб, Карим, Рас-Шукейр, Хургада) берегах, на побережьях Нигерии (Угелли, Бому, Имо-Ривер и др.), Габона, Кабинды (северная часть Анголы) и у западного побережья Индии (в грабене залива Камбей, на шельфе у г. Бомбей). Нефть и газ на побережье Бразилии (грабен Реконкаву и район устья р. Сан Франсиску), на западном побережье Австралии и в проливе Басса (в депрессии, связанной с отделением блока о-ва Тасмания от австралийского материка) связаны с флексурно-сбросовыми зонами и грабенами, возникшими вследствие раздвигания блоков Гондваны. С этих позиций большой интерес для поисков нефти и газа представляют прибрежные низменности и шельфы Мозамбика, Кении и Сомали, пролива Полк между о-вом Шри Ланка и Индостаном, восточное побережье

Индостана и район низовьев р. Ганг, а также шельф северной части Бенгальского залива, где можно предполагать очень большую (порядка 15 км) суммарную мощность осадочных отложений.

Общность в геологическом строении южных материков проявляется также в единстве металлогенических провинций, рудных поясов, алмазоносных областей, в сходстве месторождений редких элементов и пр. [13, 58]. Это сходство было использовано при прогнозах в поисках рудных месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Арджан Э.* Тектоника Азии. Л., М.: ОНТИ, 1935. 192 с.
2. *Белоусов В.В.* Основные вопросы геотектоники. М.: Госгеолтехиздат. 1954. 607 с.
3. *Божко Н.А.* Позднедокембрийские геосинклинали Гондваны // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1983. Т. 58; Вып. 1. с. 8–21.
4. *Божко Н.А.* Поздний докембрий Гондваны. М.: Недра, 1984. 232 с.
5. *Вахрамеев В.А.* Дрейф материков в свете палеоботанических данных // Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971. С. 254–261.
6. *Веженер А.* Происхождение континентов и океанов. Л.: Наука, 1984. 286 с.
7. *Воронов П.С., Храмов А.Н.* Мобилистская реконструкция палеогеографии Гондваны // Изв. Всесоюз. геогр. о-ва. 1968. Т. 100. № 1. С. 59–63.
8. *Дашин Л.Г., Кузнецова К.И.* Фораминиферы стратотипа волжского яруса. М.: Наука, 1976. 182 с. (Тр. ГИН АН СССР: Вып. 290).
9. *Долгинов Е.А., Поникаров В.П.* О древних структурных связях Мадагаскара с Африкой // Изв. вузов. Геология и разведка. 1978. № 2. С. 77–84.
10. *Городницкий А.М., Зоненшайн Л.П., Мирлин Е.Г.* Реконструкция положения материков в фанерозое (по палеомагнитным и геологическим данным). М.: Наука, 1977. 124 с.
11. *Зоненшайн Л.П., Городницкий А.М.* Палеозойские и мезозойские реконструкции континентов и океанов // Геотектоника. 1977. № 2. С. 3–23; № 3. С. 3–24.
12. *Казьмин В.Г.* О некоторых особенностях рифтогенеза (на примере развития Красноморского, Аденского и Эфиопского рифтов) // Геотектоника. 1974. № 6. С. 3–14.
13. *Колотухина С.Е.* Структурное положение редкометалльных провинций на древних платформах южного полушария. М.: Наука, 1977. 87 с.
14. *Кришнан М.С.* Геология Индии и Бирмы. М.: Изд-во иностр. литер., 1954. 424 с.
15. *Кропоткин П.Н.* Палеомагнетизм, палеоклиматы и проблема крупных горизонтальных движений земной коры // Сов. геология. 1961. № 5. С. 16–38.
16. *Кропоткин П.П.* Соотношение поверхностной и глубинной структур и общая характеристика движений земной коры // Строение и развитие земной коры. М.: Наука, 1964. С. 72–96.
17. *Кропоткин П.Н.* Динамика земной коры // Проблемы глобальной тектоники. М.: Наука, 1973. С. 27–59.
18. *Кропоткин П.Н.* Проблемы геодинамики // Тектоника в исследованиях Геологического института АН СССР. М.: Наука, 1980. С. 176–247.
19. *Кропоткин П.Н.* Пульсационная геотектоническая гипотеза В.А. Обручева и мобилизм // Проблемы расширения и пульсаций Земли. М.: Наука, 1984. С. 24–33.
20. *Кропоткин П.Н., Шахварстова К.А.* Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1965. 368 с. (Тр. ГИН АН СССР; вып. 134).
21. *Ломизе М.Г.* Вулканический пояс восточного края Гондваны // Изв. вузов. Геология и разведка. 1978. № 2. С. 64–71.
22. *Маак Р.* К палеогеографии Гондваны // Тр. XXI МКГ. М.: Изд-во иностр. литер., 1963. С. 448–480.
23. *Молчанова Т.В.* Магматические породы в связи с тектонической историей архипелага Кергелен (Индийский океан) // Геотектоника. 1972. № 2. С. 37–45.
24. *Муратов М.В.* Проблема происхождения океанических впадин // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1957. Т. 32; Вып. 5. С. 55–70.
25. Палеонтология, палеобиогеография и мобилизм // Тр. XXI сес. Всесоюз. палеонтол. о-ва. Магдан: Кн. изд-во, 1981. 208 с.
26. *Равич М.Г.* Геология Антарктиды – ключ к проблеме Гондваны // Природа. 1973. № 6. С. 56–64.
27. *Равич М.Г.* Железная руда Антарктиды // Наука и жизнь. 1978. № 8. С. 18–21.
28. *Равич М.Г., Грикуров Г.Э.* Сравнительная тектоника гондванских материков // Проблемы геологии полярных областей Земли. Л.: НИИГА, 1974. С. 32–42.
29. *Савостин Л.А., Зоненшайн Л.П.* Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 310 с.
30. *Страхов Н.М.* Основы исторической геологии. М.: Госгеолиздат, 1948. Ч. I. 255 с.; Ч. II. 396 с.
31. *Сузюмов А.Е., Лукьянов С.В.* Новые данные о возрасте ложа восточной части Индийского океана // Докл. АН СССР. 1982. Т. 263, № 2. С. 409–412.

32. Чумаков Н.М. Главные ледниковые события прошлого и их геологическое значение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 7. С. 35–53.
33. Шеймани Ю.М. Платформы, складчатые пояса и развитие структур Земли // Тр. ВНИИ-1. Геология. Т. 14. Магадан. 1959. С. 225–287.
34. Ahmad F. Current drift in the theory of continental drift // Proc. Symp. Upper Mantle Project. Jan. 1967. Hyderabad (India). Sect. VII. Studies on Continental Drift. 1967. P. 481–511.
35. Barron E., Harrison C. Reconstructions of the Campbell plateau and the Lord Howe rise // Earth and Planet. Sci. Lett. 1979. Vol. 45, N 1. P. 87–92.
36. Barron E., Harrison C., Hay W. A revised reconstruction of the southern continents // Trans. Amer. Geophys. Union. 1978. Vol. 59, N 5. P. 436–449.
37. Barron E., Harrison C., Sloan J., Hay W. Paleogeography: 180 million years ago to the present // Eclog. geol. helv. 1981. Vol. 74, N 2. P. 443–470.
38. Bernasconi A. Geological comparison of Precambrian and Early Palaeozoic terrains between the southern west coast of Africa and the south-east coast of South America // Precamb. Res. 1983. Vol. 23, N 1. P. 9–31.
39. Beurlen K. La paléogéographie du continent de Gondwana // C. r. Congr. Géol. Intern. Alger, 1954. Sess. 19, fasc. 15. P. 167–211.
40. Boucot A.J., Gray J. A paleozoic Pangaea // Science. 1983. Vol. 222, N 4624. P. 571–581.
41. Briden J.C. Paleomagnetic polar wander curve for Africa // Palaeogeophysics / Ed. S.K. Runcorn. L.; N.Y.: Acad. press, 1970. P. 277–289.
42. Bullard E., Everett J.E., Smith A.G. The fit of the continents around the Atlantic // Philos. Trans. Roy. Soc. London A. 1965. Vol. 258, N 1088. P. 41–51.
43. Burke K., Dessauvage T.F.J., Whiteman A.J. Opening of the Gulf of Guinea and geological history of the Benue depression and Niger delta // Nature. Phys. Sci. 1971. Vol. 233, N 38. P. 51–55.
44. Carey S.W. Wegener's South America-Africa assembly – fit or misfit? // Geol. Mag. 1955. Vol. 92, N 3, P. 196–200.
45. Carey S.W. The tectonic approach to the origin of the Indian ocean // Univ. Tasmania Geol. Dep. Publ. Hobart (Australia), 1959. N 78. P. 171–228.
46. Craddock C. The evolution and fragmentation of Gondwanaland // Fourth Intern. Gondwana Symp. Calcutta (India), Jan. 1977. Sect. VIII. P. 1–17.
47. Crawford A.R. Gondwanaland and the growth of India // J. Geol. Soc. India. 1971. Vol. 12, N 3. P. 205–211.
48. Creer K.M. A review of palaeomagnetism // Earth-Sci. Rev. Vol. 6, N 6. 1970. P. 369–466.
49. Crowell J.C. Problems concerning the late paleozoic glaciation on Gondwanaland // Fourth Intern. Gondwana Symp. Calcutta (India), Jan. 1977. Sect. VII. P. 1–10.
50. Crowell J.C. Gondwana glaciation, cyclothems, continental positioning, and climate change // Amer. J. Sci. 1978. Vol. 278, N 10. P. 1345–1372.
51. Dalziel I.W.D. Comments and Reply on "Mesozoic evolution of the Antarctic peninsula and the Southern Andes" // Geology. 1980. Vol. 8, N 6. P. 260–261.
52. Davies E.B., Windley B.F. Significance of major Proterozoic high grade linear belts in continental evolution // Nature. 1976. Vol. 263, N 5576. P. 383–385.
53. De Wit M.J. The evolution of the Scotia Arc as a key to the reconstruction of south-western Gondwanaland // Tectonophysics. 1977. Vol. 37, N 1/3. P. 53–81.
54. Dietz R.S., Holden J.C. Reconstruction of Pangaea: break up and dispersion of continents: Permian to Present // J. Geophys. Res. 1970. Vol. 75, N 26. P. 4939–4956.
55. Dietz R.S., Sproll W.R. Fit between Africa and Antarctica: a continental drift reconstruction // Science. 1970. Vol. 167, N 3925. P. 1612–1614.
56. Dietz R.S., Holden J.C., Sproll W.P. Geotectonic evolution and subsidence of Bahama platform // Geol. Soc. Amer. Bull. 1970. Vol. 81, N 7. P. 1915–1920.
57. Dosso L., Vidal P., Cantagrei J.M. et al. Kerguelen: continental fragment or oceanic island?: petrology and isotopic geochemistry evidence // Earth and Planet. Sci. Lett. 1979. Vol. 43, N 1. P. 46–60.
58. Dunn J.A. Mineral distribution in the Gondwana shield // Stillwell Anniversary Volume. Austral. Inst. Mining and Metallurgy, 1958. P. 5–15.
59. Du Toit A.L. Our Wandering Continents. L., 1957. 366 p.
60. Embleton B.J.J., Valencio D.A. Paleomagnetism and the reconstruction of Gondwanaland // Tectonophysics. 1977. Vol. 40, N 1/2. P. 1–12.
61. Embleton B.J.J., Veevers J.J., Johnson B.D., Powell C.Mc.A. Paleomagnetic comparison of a new fit of East and West Gondwanaland with the Smith and Hallam fit // Ibid. 1980. Vol. 61, N 4, P. 381–390.
62. Embleton B.J.J., Mc Elhinny M.W. Marine magnetic anomalies, palaeomagnetism and the drift history of Gondwanaland // Earth and Planet. Sci. Lett. 1982. Vol. 58, N 2. P. 141–150.
63. Flores G. The SE Africa triple junction and the drift of Madagascar // J. Petrol. Geol. 1985. Vol. 7, N 4. P. 403–418.
64. Frakes L.A., Crowell J.C. Late Palaeozoic glacial facies and the origin of the South Atlantic basin // Nature. 1968. Vol. 217, N 5131. P. 837–838.

65. *Fyfe W.S., Leonardos O.H.* Ancient metamorphic-migmatite belts of the Brazilian-African coasts // *Ibid.* 1973. Vol. 244, N 5417. P. 501–502.
66. *Gerth H.* Stratigraphische und faunistische Grundlagen zur geologischen Geschichte des südantlantischen Raumes // *Geol. Rdsch.* 1939. Bd. 30, H. 1/2. S. 64–79.
67. *Girdler R.W., Brown C., Noy D.J.M., Styles P.* A geophysical survey of the westernmost Gulf of Aden // *Phil. Trans. Roy. Soc. London A.* 1980. Vol. 298, N 1434. P. 1–43.
68. *Goslin J., Patriat P.* Absolute and relative plate motions and hypotheses on the origin of five aseismic ridges in the Indian ocean // *Tectonophysics.* 1984. Vol. 101, N 3–4. P. 221–244.
69. *Grawford A.R.* India, Ceylon and Pakistan: new age data and comparison with Australia // *Nature.* 1969. Vol. 223, N 5204. P. 380–384.
70. *Grawford A.R.* Indo-Antarctica, Gondwanaland and the distortion of a granulite belt // *Tectonophysics.* 1974. Vol. 22, N 1/2. P. 141–157.
71. *Grew E.S.* The Antarctic margin // *The Ocean Basins and Margins.* Vol. 6. L.; N.Y.: Plenum Publ. Corp., 1982. P. 697–755.
72. *Griffiths J.R.* Reconstruction of the South-West Pacific margin of Gondwanaland // *Nature.* 1971. vol. 234, N 5326. P. 203–207.
73. *Hallam A.* How closely did the continents fit together? // *Ibid.* 1976. Vol. 262, N 5564. P. 94–95.
74. *Hamilton W., Krinsley D.* Upper Paleozoic glacial deposits of South Africa and Southern Australia // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1967. Vol. 78, N 6. P. 783–799.
75. *Horwitz R.C.* Pangaea and some units in the Precambrian and the Palaeozoic // *Tectonophysics.* 1967. vol. 4, N 1. P. 5–15.
76. *Howell D.G.* Mesozoic accretion of exotic terranes along the New Zealand segment of Gondwanaland // *Geology.* 1980. Vol. 8, N 10. P. 487–491.
77. *Hurley P.M., de Almeida F.F.M., Melcher G.C.* et al. Test of continental drift by comparison of radiometric ages // *Science.* 1967. Vol. 157, N 3788. P. 495–499.
78. *Hurley P.M., Rand J.R.* Pre-drift continental nuclei // *Science.* 1969. Vol. 164, N 3885. P. 1229–1242.
79. *Irving E.* Drift of the major continental blocks since the Devonian // *Nature.* 1977. Vol. 270. N 5635. P. 304–309.
80. *Jones J.G., Roox W.D.* Evolution of Tasman sea // *Ibid.* 1974. Vol. 252, N 5484. P. 613–614.
81. *Kamp P.J.J.* Pacifica and New Zealand: proposed eastern elements in Gondwanaland's history // *Ibid.* 1980. Vol. 288, N 5792. P. 659–664.
82. *Katz M.* Paired metamorphic belts of the Gondwanaland Precambrian and plate tectonics // *Ibid.* 1972. vol. 239, N 5370. P. 271–273.
83. *King L.C.* Necessity for continental drift // *Amer. Assoc. Petrol. and Geol. Bull.* 1953. Vol. 37, N 9. P. 2163–2177.
84. *King L.C.* Basic palaeogeography of Gondwanaland during the late Palaeozoic and Mesozoic eras // *Quart. J. Geol. Soc. London.* 1958. Vol. 114, pt. 1, N 453. P. 47–77.
85. *King L.* Gondwanaland reunited // *Geology.* 1980. Vol. 8, N 2. P. 111–112.
86. *Laird M.G., Cooper R.A., Jago J.B.* New data on the lower Palaeozoic sequence of northern Victoria Land, Antarctica, and its significance for Australian–Antarctic relations in the Palaeozoic // *Nature.* 1977. Vol. 265, N 5590. P. 107–110.
87. *Larson R.L.* Early Cretaceous breakup of Gondwanaland off Western Australia // *Geology.* 1977. Vol. 5, N 1. P. 57–60.
88. *Lesquer A., Beltrao J.F., De Abreu P.A.M.* Proterozoic links between north-eastern Brazil and West Africa: a plate tectonic model based on gravity data // *Tectonophysics.* 1984. Vol. 110, N 1/2. P. 9–26.
89. *Maack R.* Kontinentaldrift und Geologie des südantlantischen Ozeans. B.: Gruyter, 1969. 164 S.
90. *Markl R.G.* Basement morphology and rift geometry near the former junction of India, Australia and Antarctica // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1978. Vol. 39, N 2. P. 211–215.
91. *Mattson P.H.* Subduction, buoyant braking, flipping, and strikeslip faulting in the Northern Caribbean // *J. Geol.* 1979. Vol. 87, N 3. P. 293–304.
92. *Mishra D.C.* Magnetic anomalies – India and Antarctica // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1984. Vol. 71, N 1. P. 173–180.
93. *Norton I., Molnar P.* Implications of a revised fit between Australia and Antarctica for the evolution of the Eastern Indian ocean // *Nature.* 1977. Vol. 267, N 5609. P. 338–340.
94. *Pilger A., Rösler A.* Gondwana, Indik und Tethys in ihren zeitlich-tektonischen Zusammenhängen // *Zschr. Dt. Geol. Ges.* 1977. Bd. 128, N 1. S. 153–184.
95. *Roche A.* Paleomagnetic results from Madagascar: contribution to the continental drift theory // *Palaeogeophysics / Ed. S.K. Runcorn.* L.; N.Y.: Acad. press, 1970. P. 177–184.
96. *Shields O.A.* Gondwanaland reconstruction for the Indian Ocean // *J. Geol.* 1977. Vol. 85, N 2. P. 236–242.
97. *Smith A.G., Hallam A.* The fit of southern continents // *Nature.* 1970. Vol. 225, N 5228. P. 139–144.
98. *Sproll W.P., Dietz R.S.* Morphological continental drift fit of Australia and Antarctica // *Ibid.* 1969. Vol. 222, N 5191. P. 345–348.
99. *Stoneley R.* The Niger delta region in the light of theory of continental drift // *Geol. Mag.* 1966. Vol. 103, N 5. P. 385–397.

100. *Sutton J., Watson J.V.* Tectonic evolution of continents in early Proterozoic times // *Nature*. 1974. Vol. 247, N 5441. P. 433–435.
101. *Tarling D.H.* Another Gondwanaland // *Ibid.* 1972. Vol. 238, N 5359. P. 92–93.
102. *Tarling D.H.* Models for the fragmentation of Gondwana // *Gondwana Five: Selected Pap. and Abstr. of Pap. Presented at the Fifth Intern. Gondwana Symp.* / Ed. M.M. Cresswell, P. Velk. Rotterdam: Balkema, 1981. P. 261–266.
103. *Tarling D.H., Kent P.E.* The Madagascar controversy still lives // *Nature*. 1976. Vol. 261, N 5558. P. 304–305.
104. *Van Hooten F.* Late variscan non-marine deposits, north-western Africa: implications for pre-drift North Atlantic reconstructions // *Amer. J. Sci.* 1976. Vol. 276, N 6. P. 671–693.
105. *Veevers J.J., Jones J.G., Talent J.A.* Indo-Australian stratigraphy and the configuration and dispersal of Gondwanaland // *Nature*. 1971. Vol. 229, N 5284. P. 383–384.
106. *Veevers J.J., Powell C.Mc A., Johnson B.D.* Seafloor constraints on the reconstruction of Gondwanaland // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1980. Vol. 51, N 2. P. 435–444.
107. *Whyte G.W.* Permian-Triassic continental reconstruction of the Gulf of Mexico-Caribbean area // *Nature*. 1980. Vol. 283, N 5750. P. 823–826.

УДК 551.24

Н.А.Божко

ЗАЛОЖЕНИЕ И РАЗВИТИЕ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ В ПОЗДНЕМ ДОКЕМБРИИ

Поздний докембрий – эпоха коренных изменений в стиле глобального тектогенеза, которые явились основанием для выделения неогей. В изучении тектоники позднего докембрия, начатом фундаментальными трудами Н.С.Шатского и Г.Штилле, достигнут значительный прогресс.

По мнению многих геологов (и автора в том числе), исходной предпосылкой для анализа позднедокембрийской тектоники является признание того, что в протерозое континентальная кора была спаяна в единый суперконтинент – Пангею. Это следует из сходства кривых блуждания палеомагнитных полюсов для различных континентов в интервале 2700–1000 млн лет, однотипности структур и синхронности их развития в это время и их совмещения при стыковке континентов на реконструкции, отсутствия раннепротерозойских офиолитовых сутур – свидетелей древних океанических раскрытий.

Вместе с тем в настоящее время не существует общепринятой реконструкции протерозойской Пангеи, хотя имеется несколько ее вариантов, основанных преимущественно на палеомагнитных данных. Сложности, возникающие при составлении такой реконструкции, очевидны. Они обусловлены противоречивостью и недостаточностью данных палеомагнитных исследований для докембрия, слабой изученностью отдельных регионов, трудностью палинспастических построений, особенно в области Урало-Монгольского и Средиземноморского поясов, существенно нарушивших первичную структуру докембрия.

Среди существующих вариантов реконструкции Пангеи намечаются два типа. Первый допускает значительные отклонения положения континентальных блоков от современного структурного плана и самые произвольные их стыковки согласно данным палеомагнетизма. В другом типе сочленение континентов в основном выдержано в соответствии с рисунком современного структурного плана, и в этом случае протерозойская Пангея оказывается близкой по форме к раннемезозойской. Второй тип реконструкций более согласуется с палеотектоническими данными и соответствует выводам Гудвина о сохранении глобального структурного плана в эволюции Земли в противоположность представлениям о неоднократной беспорядочной фрагментации, широкого глобального растаскивания и несвязной перегруппировке континентальных массивов [4].

В дальнейшем будет использована реконструкция, составленная с учетом реконструкций Пайпера [14], Моргана и Брайдена [13] и других авторов. В ней учтены также

данные Рикарда и Бельбина [15] о значительно более узком раскрытии в области палео-Тетиса по сравнению с общепринятыми реконструкциями и о длительных сдвиговых перемещениях Лавразии относительно Гондваны в раннем палеозое. Если предположить, что эта тенденция существовала и в рифее, то восстановленная первоначальная картина будет соответствовать Пангее с почти отсутствующей "шелью" Тетиса и совмещением Красноморско-Аравийской области с юго-западной частью Северной Америки. Последнее соответствует главному требованию реконструкции протерозойской Пангеи Пайпера. В данной реконструкции не представлялось возможным исключить континентальную кору Урало-Монгольского пояса, новообразованную в палеозое. Это обстоятельство не должно, однако, быть непреодолимой помехой для восстановления "качественной" картины рифейской эволюции с учетом сохранения рисунка глобального структурного плана.

Рассмотрим кратко основные этапы позднедокембрийского тектонического развития.

Обстановка раннего рифея (рис. 1) отражает существование Пангеи, однако в районе нынешней Юго-Восточной Азии намечается ее расчленение. Здесь возникает группа микроконтинентов. Вокруг некоторых из них закладываются активные окраины, в обстановке субдукции формируются островодужные серии возрастом 1350 млн лет и связанные с ними офиолитовые сутуры [6, 19 и др.]. Таким образом, в данном регионе устанавливается проявление окраинно-плитных процессов уже в раннем рифее. Не вполне ясна причина образования указанного микроконтинентального роа – либо это "крошево", оставшееся в месте разрыва суперконтинента, либо это фрагменты, отделившиеся от сторон первоначально входившего в него угла Панталассы. Еще Г.Штилле в своем анализе ассинтской тектоники придавал большое значение Юго-Восточно-Азиатско-Австралийской области, считая, что в ней располагался угловой выступ океана, облегчавший во время альгонкского перелома пробивание глубокой ортогеосинклинальной бреши в теле Мегагеи [9].

Вместе с тем внутриконтинентальные тектонические процессы в раннем рифее преобладали. Они развертывались на фоне общей стабилизации и поднятия, наступивших после карельского диастрофизма, локального накопления платформенных чехлов и формирования кислых вулканоплутонических ассоциаций, становление которых, как оказалось, не ограничилось эпохой кратонизации, т.е. интервалом 1800–1600 млн лет, а продолжалось весь ранний рифей, а местами и средний.

Уже в раннем рифее в результате деструкции древнего субстрата возникают, хотя и в небольшом количестве, все типы подвижных внутриконтинентальных зон, которые существовали в позднем докембрии [3]: авлакогены типа восточноевропейских и сибирских, представляющие собой палеорифты; энсиалические интракратонные геосинклинали типа Кибарской – континентальные рифтогенные структуры, вовлеченные в гранитизацию, метаморфизм, деформации, своеобразный режим внутриконтинентальной моноциклической геосинклинали (интрагеосинклинали); энсиматические интракратонные геосинклинали типа Енисейской или Мавритано-Сенегальской с признаками офиолитов, возникшие на месте рифтогенных структур красноморского типа и также вовлеченные в моноциклический интрагеосинклинальный режим; области негеосинклинальной тектонотермальной переработки фундамента типа Эльсонской или Восточно-Гатской, представляющие собой зоны рассредоточенного рифтинга и утонения древней коры, испытавшей последующее сжатие, наложенный магматизм, метаморфизм, изотопное омоложение без существенной роли супракратальных образований.

Заложение указанных внутриконтинентальных структур иногда приурочивалось к раннепротерозойским складчатым зонам, но чаще шло независимо от более древнего структурного плана. В конце раннего рифея на уровне 1350 млн лет в некоторых геосинклиналях проявляется кибарская складчатость.

В одних зонах она носила характер главной фазы диастрофизма (Кибариды), в других проявилась во внедрении плутонов типа Бердяушского в Протоурале.

В среднем рифее раскрытие будущего Тетиса еще более продвигается на запад,

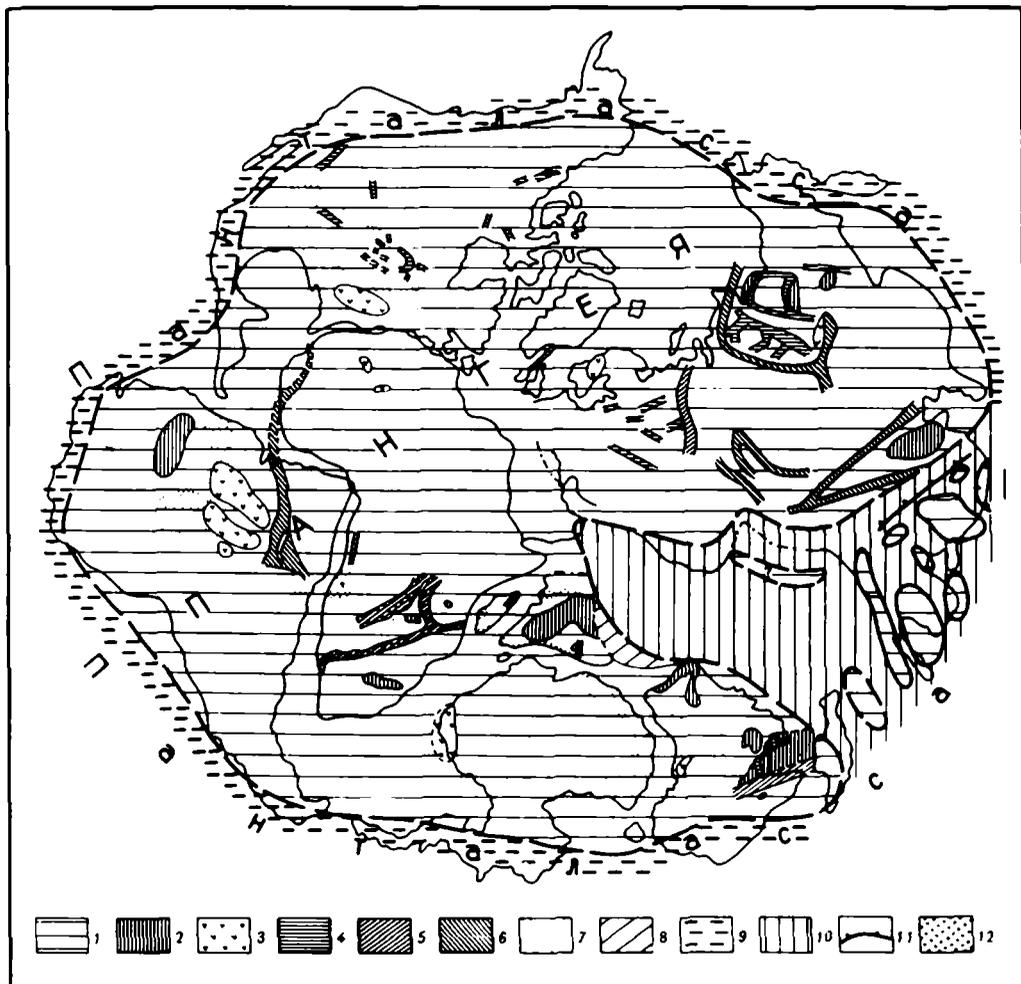


Рис. 1. Глобальная палеотектоническая схема-реконструкция, ранний рифей (1650–1350 млн лет)

1 – континентальная раннедокембрийская кора; 2 – платформенный чехол; 3 – кислые вулканоплутонические ассоциации; 4 – авлакогены; геосинклинали; 5 – энсиалические интракратонные, 6 – энсиматические интракратонные; 7 – зоны негеосинклинальной тектонотермальной переработки фундамента; 8 – пассивные окраины; океаническая кора; 9 – раннеобразованная, 10 – новообразованная; 11 – зоны субдукции; 12 – кибарская складчатость

достигая области Аравии и Египта. Во второй половине среднего рифея (рис. 2) в этом районе у края Африканского кратона возникает активная окраина и начинается формирование аккреционного комплекса с офиолитовыми покровами, многокилометровыми островодужными сериями, гранитоидными батолитами, датированными 1000–900 млн лет [10, 11]. При этом становится понятным, почему рифейские толщи, слагающие срединные массивы Анатолии, Ирана и Афганистана, имеют в основном терригенный состав, слабо гранитизированы и развивались, как подчеркивали многие исследователи, в "вылом" режиме. Их накопление происходило в тылу аравийских островных дуг в обстановке окраинного моря и миогеосинклинали.

В пределах суперконтинента в среднем рифее продолжается развитие некоторых структур – авлакогенов Европы, Америки, Сибири, Мавритано-Сенегальской, Енисейской, Протоурала и др. Происходит также заложение новых авлакогенов – Грэнд Кэньон, Кивинуо, геосинклиналей Пенсакола, Алексо, зон переработки – Гренвильской,

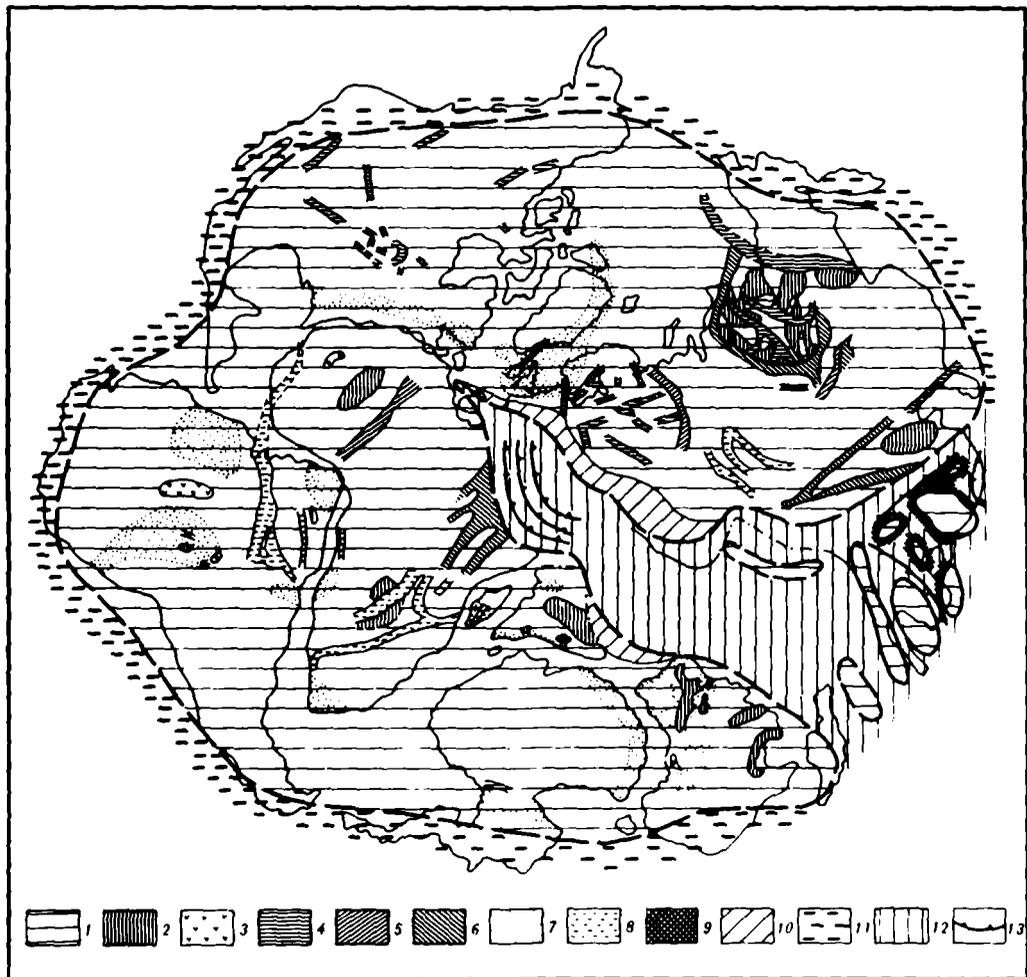


Рис. 2. Глобальная палеотектоническая схема-реконструкция, средний рифей (1350-1050 млн лет)
 1-7 - то же, что и на рис. 1; 8 - новообразованные складчатые системы; 9 - аккреционные комплексы; 10 - пассивные окраины; 11 - раннеобразованная океаническая кора; 12 - новообразованная океаническая кора; 13 - зоны субдукции

Дальсландской, Намаквайской, Олбени, Нимродской и др. В конце среднего рифея такие зоны, как Ирумиды, Эспиньясу, осевые части Мавританид, системы Центрального Казахстана, испытывают завершённую складчатость; в других геосинклиналях она проявилась как фаза тектономагматической активности.

Поздний рифей - важнейший этап позднедокембрийской эволюции (рис. 3). В результате сквозного рассечения Пангеи процессом океанообразования, распространявшегося с юго-востока, завершилось формирование Прототетиса. На это указывают разрезы полной офiolитовой ассоциации Анти-Атласа с возрастом около 800 млн лет [12], пассивные окраины, возникшие в рифее со стороны Северной Америки [18] и Северо-Западной Африки. Между разделившимися континентальными блоками возникла микроконтинентальная Авалонская островная дуга [17]. В результате полного раскрытия Прототетиса образовались два суперконтинента - Гондвана и Лавразия. В островных дугах Аравии продолжалось формирование аккреционного комплекса.

К позднему рифею относится и заложение наиболее протяжённой подвижной зоны Земли - Прототихоокеанского пояса. На существование его в позднем докембрии

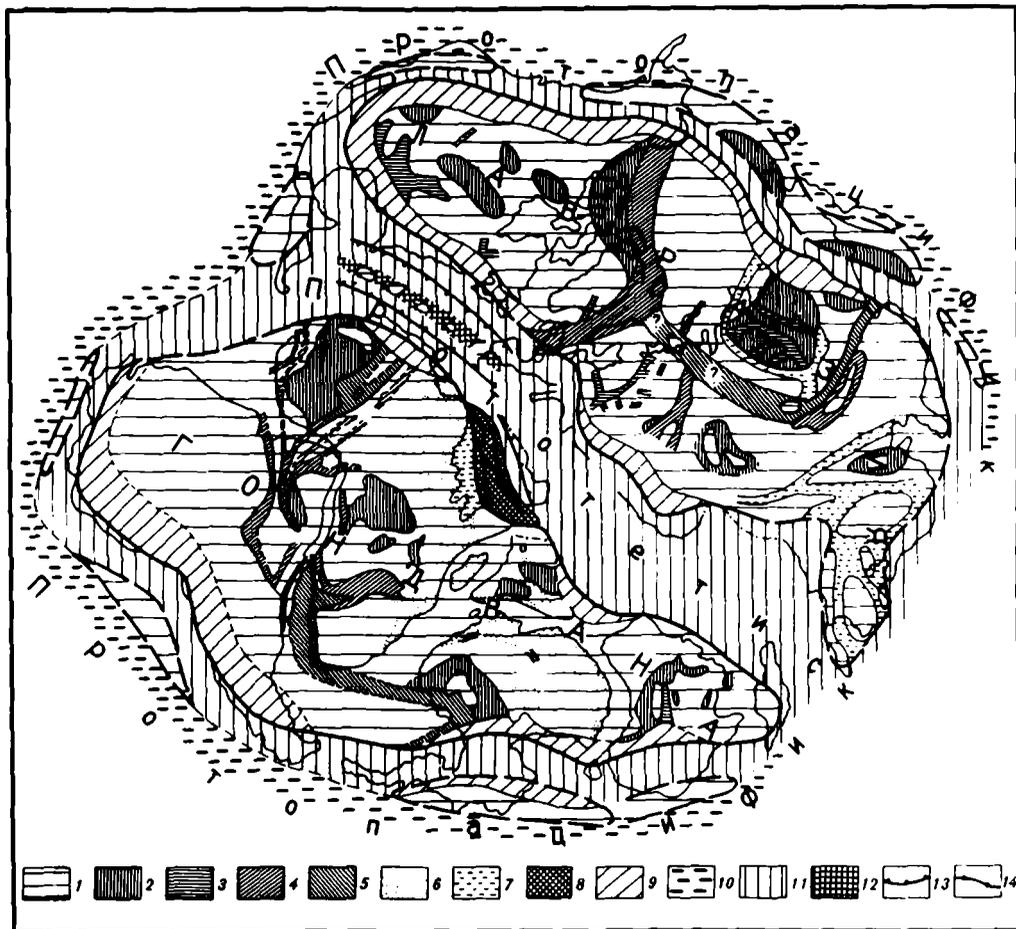


Рис. 3. Глобальная палеотектоническая схема-реконструкция, поздний рифей (1050-700 млн лет)

1 – континентальная раннедокембрийская кора; 2 – платформенный чехол; 3 – авлакогены; 4 – энзиматические интракратонные геосинклинали; 5 – энзиматические интракратонные геосинклинали; 6 – зоны негеосинклиальной тектонотермальной переработки фундамента; 7 – новообразованные складчатые системы; 8 – аккреционные комплексы; 9 – пассивные окраины; 10 – дорифейская океаническая кора Панталассы; 11 – новообразованная в рифее океаническая кора; 12 – Авалонская островная дуга; 13 – зоны субдукции; 14 – офиолитовые пояса в аккреционном комплексе

указывали многие советские геологи – Ю.М.Пушаровский, Л.М.Парфенов, Ю.А.Косыгин, В.Е.Хаин, Л.М.Салоп и др. Заложение этого пояса происходило в виде образования почти непрерывной ленты пассивных окраин или миогеосинклиналей, о чем свидетельствуют рифейские разрезy Сетте-Дабана, Аделаиды, Трансантарктических гор, Кордильер, Анд, Аляски. При этом устанавливается одна весьма существенная особенность: в современной структуре эти миогеосинклиальные разрезy вместе с прилегающими к ним более молодыми геосинклиальными комплексами во многих случаях заблокированы, отделены от Тихого океана дорифейскими массивами типа Охотского, Чукотского, Арекипского, Мери-Берд, на которых развиты одновозрастные платформенные толщy рифея. Существование соответствующих энгеосинклиальных зон в большинстве случаев не доказано. Они либо скрыты под более молодыми породами и выступают лишь в виде фрагментов, как в Уяндинской зоне Верхояно-Чукотской области, либо срезаны разломами, как это имеет место в Биякчанской зоне. Офиолитовые суртуры

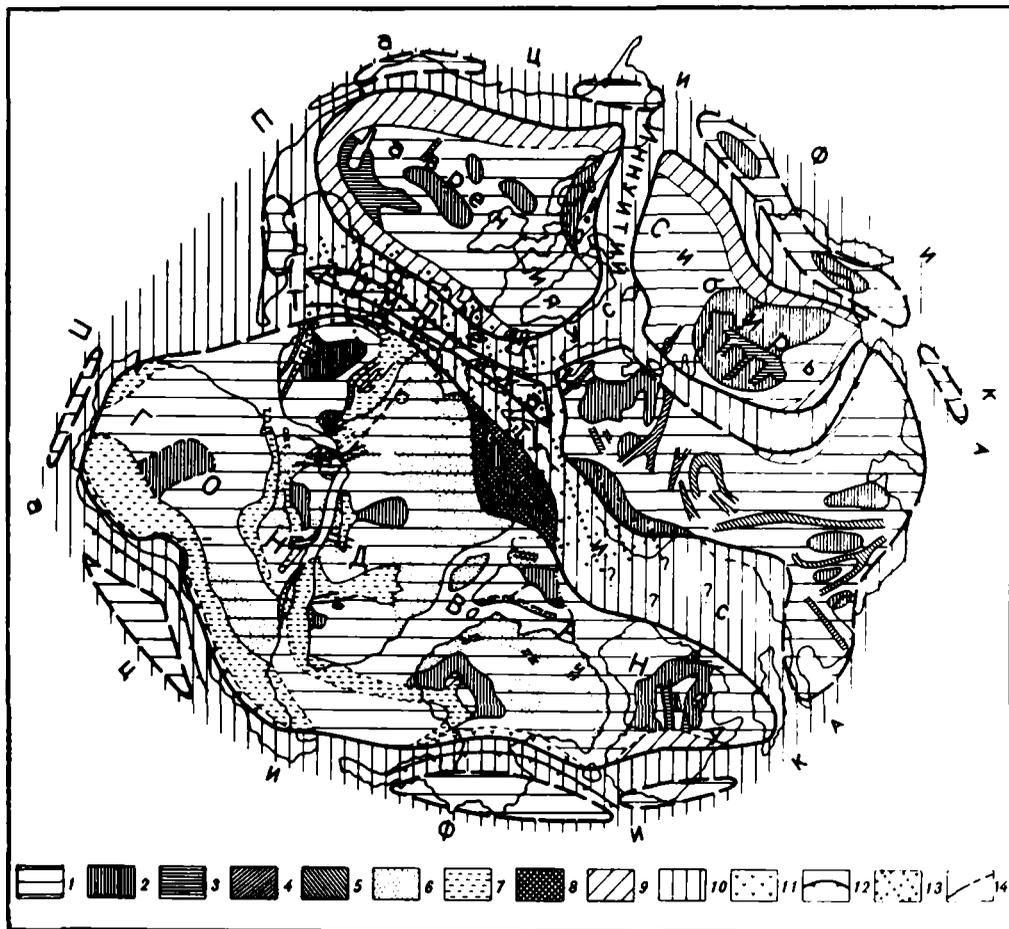


Рис. 4. Глобальная палеотектоническая схема-реконструкция, венд-кембрий

1-9 см. на рис. 3; 10 - океаническая кора; 11 - вулканоплутонические пояса; 12 - зоны субдукции; 13 - Кадомская складчатость в области Прототетиса (640-600 млн лет); 14 - разломы

сохранились в трогах Антарктиды и Тасмании (Бауэрс и Дандас) и косвенно предполагаются в Кордильерах. В большинстве случаев рассматриваемые рифейские миогеосинклинальные призмы испытали главные деформации не в докембрии, а в фанерозое, например, толщи Юдомо-Майского прогиба - в мезозое, Трансантарктических гор - в росскую раннепалеозойскую эпоху. Сказанное выше дает основания предположить картину, изображенную на схеме: в результате рифтогенеза, охватившего притихоокеанскую часть Пангеи, образовалась цепочка океанических бассейнов, отделенных от Панталассы отодвинутыми массивами континентальной коры, которые вполне можно сравнить с бордерлендами. Сам процесс образования этих бассейнов можно сравнить с образованием Тасманова моря за счет отодвигания континентального блока Новой Зеландии и Лорд Хау от Австралии. В последующей сложной фанерозойской истории эти массивы дробились на более мелкие и в результате замыкания указанных бассейнов причленились к континентам в виде отдельных блоков или экзотических земель.

Из этой схемы следует, что заложение Прототихоокеанского подвижного пояса могло произойти на вторичной океанической коре без существенного влияния инертной в то время области самой Протопацифики или Панталассы.

В пределах суперконтинентов происходит заложение многочисленных интракратон-

ных геосинклиналей Гондваны – Хоггаро-Атакорид, Бразилид, Дамарид, Катангид и др.

В Лавразии происходит заложение протяженных рифтовых структур Протояпетуса и Протоцентрально-Азиатской зоны, впоследствии, испытавших в венде–кембрии океанское раскрытие. Комплексы рифейских отложений этой стадии представлены в современных разрезах преимущественно терригенными отложениями групп Хоген Фьорд и Элеонор Бей Восточной Гренландии, Гекла Хук Шпицбергена, супергруппой Восточного Финмарка Скандинавии, Торридоном, Мойнием и нижним Дальредием Британских островов, группой Флер до Лис Ньюфаундленда [16].

Восстановить палеообстановку рифтовой стадии Центрально-Азиатского пояса значительно труднее. Вероятно, ей соответствуют отложения монгошинской серии Восточного Саяна, енисейской серии Кузнецкого Алатау, дархатской и хорхойской серий Монголии. Лишь предположительно показано на схеме продолжение структур Центральной Азии в область Полярного Урала, как это сделано в работе А.В.Пейве и А.А.Савельева [8], хотя эта позиция находит подтверждение в последних данных о северо-западном простирании доуралид этой области и их формационном облике [2].

На уровне 750–850 млн лет многие интракратонные зоны испытали складчатость, получившую название Луфилийской в Африке, Янцзы в Китае. На Енисейском кряже и в Южном Китае она имела характер завершающей, а в таких, как Западные Конголиды и Катангиды, – фазы тектономагматической активизации.

Венд-кембрийское время (рис. 4) примечательно многими событиями, прежде всего началом распада Лавразии в результате раскрытия океанов Япетус и Центрально-Азиатского, о чем свидетельствуют офиолитовые комплексы Восточной Гренландии, Ньюфаундленда, Монголии [7, 16]. Одновременно возникают интракратонные геосинклинали по обе стороны от Центрально-Азиатской осевой зоны – в Центральном Казахстане, Присяянье, регенерируются некоторые линейные зоны Индокитая, Циньлиня. Часть Протоурала южнее сочленения с Тиманом, по-видимому, продолжала развиваться в рифтовом режиме. С.Н.Иванов делает такой вывод относительно всего рифейского Урала [5].

В области Прототетиса на уровне 600–640 млн лет происходила Кадомская складчатость, охватившая значительную часть Западной Европы, Ньюфаундленд, Британию, Анти-Атлас. Ее проявление, вероятно, следует связывать со столкновением Авалонской дуги с северной частью Африканского кратона, чему предшествовало образование вулканоплутонического пояса в Анти-Атласе. Впоследствии эта дуга вновь отделилась от Африки и вместе с новообразованной корой Западной Европы составила микроконтинент Арморика. К венду завершились формирование аккреционного аравийского комплекса и закрытие тылового бассейна с деформацией и метаморфизмом толщ Анатолии, Ирана, Памира. Венд-кембрийские отложения носят здесь уже платформенный характер [1].

В ином режиме развивалась Гондвана. Активные окраины Андского типа возникали практически вдоль всей ее гихоокеанской окраины, за исключением Австралии. Внутренние части суперконтинента были охвачены панафриканским орогенезом в виде завершающей складчатости, гранитизации и метаморфизма комплексов интракратонных геосинклиналей, распространения на огромных площадях (подобно Мозамбикскому поясу) негеосинклинальной переработки. Это наиболее яркая, но вместе с тем последняя вспышка данной формы эндогенной активности, столь типичной для протерозоя. В фанерозое повторная активизация коры носила уже другой характер. В Лавразии переработка на этом этапе практически не наблюдается.

Как видно, в самом конце докембрия весьма четко проявилось различие в тектонической эволюции и геодинамических режимах Гондваны и Лавразии. Наблюдается картина обратная мезозойской – сжатие и консолидация Гондваны и распад Лавразии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В позднем докембрии в результате деструкции раннедокембрийской коры Пангеи был создан в основном структурный план неогей, характеризующийся существованием протяженных планетарных подвижных зон.

Заложение Протосредиземноморского подвижного пояса происходило в процессе последовательного, "трехактного" раскрытия океанического бассейна Прототетис и образования окраинно-континентальных геосинклиналей в направлении с юго-востока на запад в течение всего позднего докембрия.

Заложение Прототихоокеанского подвижного пояса произошло в позднем рифее в результате рифтогенеза, охватившего краевые части суперконтинентов, и создания глобальной ленты пассивных окраин (миогеосинклиналей).

К самому концу докембрия – началу палеозоя относится океаническая стадия Северо-Атлантического и Центрально-Азиатского поясов. Таким образом, размах океанообразования в течение позднего докембрия нарастал.

В рифейской эволюции Протосредиземноморского и Прототихоокеанского подвижных поясов впервые отчетливо проявляются окраинно-континентальные тектонические процессы, что позволяет применить модели тектоники литосферных плит для интерпретации истории развития древних геосинклиналей.

Одновременно с окраинно-континентальными подвижными поясами в позднем докембрии шло заложение и развитие внутриконтинентальных рифтогенных подвижных зон – авлакогенов, интракратонных геосинклиналей, зон негеосинклинальной тектонотермальной переработки субстрата. Развитие этих структур характеризовалось внутриплитным режимом.

В позднем докембрии выделяются по крайней мере четыре эпохи складчатости (диастрофизма), которые проявлялись в пространстве неравномерно. В одних зонах определенная эпоха диастрофизма преобладает, в других проявлялась незначительно, в третьих могла вообще практически отсутствовать.

Позднедокембрийский тектогенез обнаруживает значительное различие в эволюции подвижных зон Гондваны и Лавразии, особенно после их обособления в результате полного раскрытия Прототетиса в позднем рифее.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белов А.А. Тектоническое развитие Альпийской складчатой области в палеозое. М.: Наука, 1981. 211 с.
2. Беляков Л.Н., Дембовский Б.Н. Некоторые особенности тектоники севера Урала и Пай Хоя // Геотектоника. 1984. № 2. С. 51–57.
3. Божко Н.А. Поздний докембрий Гондваны. М.: Недра, 1984. 230 с.
4. Гудвин А.М. Гигантская метеоритная бомбардировка и развитие континентальной земной коры // Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. С. 87–108.
5. Иванов С.Н. О байкалидах Урала и природе метаморфических толщ в обрамлении эвгеосинклиналей. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1979. 78 с.
6. Ле Зуи Батъ. Структура Вьетнама и этапы ее формирования (на фоне Юго-Восточной Азии в целом): Автореф. дис. ... докт. геол.-минерал. наук. М.: МГУ, 1985. 36 с.
7. Моссаковский А.А., Дергунов А.Б. Каледониды Казахстана и Центральной Азии: (Тектоническая структура, история развития и палеотектонические обстановки) // Геотектоника. 1983. № 2. С. 16–33.
8. Пейве А.В., Савельев А.А. Структуры и движения в литосфере // Геотектоника. 1982. № 6. С. 5–25.
9. Штудле Г. Ассинтская тектоника в геологическом лике Земли. М.: Мир, 1968. С. 254.
10. Gass I. The evolution of the Pan-African crystalline basement in N.E. Africa and Arabia // J. Geol. Soc. 1977. N 134. P. 129–138.
11. Greenwood W., Anderson R.E., Fleck R.J., Schmidt D.L. Late Proterozoic cratonization in South-Western Saudi Arabia // Philos. Trans. Roy. Soc. London A. 1976. N 280. P. 517–527.
12. Leblanc M., Lancelot J. Le domaine pan-africain de l'AntiAtlas (Maroc) // Rapp. activ. Cent. géol. Montpellier. 1977. P. 125–149.
13. Morgan G.E., Briden J.C. Aspects of Precambrian paleomagnetism, with new data from Limpopo mobile

- belt and Kaapvaal craton in Southern Africa // *Phys. Earth and Planet. Inter.* 1981. Vol. 24. P. 142–168.
14. *Piper J.D.A.* The precambrian Paleomagnetic record: the case for the Proterozoic Supercontinent // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1982. Vol. 59. P. 61–89.
15. *Rickard M.J., Belhni R.M.* A new continental assembly for Pangea // *Tectonophysics.* 1980. Vol. 63. P. 1–12.
16. *Roberts D.I.* Gale Ghe Caledonian-Appalachian Lapetus ocean // *Evolution of the Earth's crust* / Ed. D.H.Tarling. 1978. P. 255–324.
17. *Rast N., Skehan S.J., J.W.* The Evolution of the Avalonian plate // *Tectonophysics.* 1983. Vol. 100. P. 257–286.
18. *Stewart J.H.* Late Precambrian evolution of North America; Plate Tectonic implications // *Geology.* 1976. N 14. P. 11–15.
19. *Zhang Z., Diou J.G., Collman R.G.* An outline of the plate tectonics of China // *Geol. Soc. Amer.* 1984. Vol. 95. P. 295–312.

УДК 551.24

Р.Г.Гарецкий, А.Е.Шлезингер, А.Л.Яншин

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ПЛАТФОРМЕННЫХ СТРУКТУР НЕОГЕЯ

Платформы являются крупными составными частями континентальных литосферных плит. С ними связан сложный парагенез тектонических структур. Еще Н.С.Шатский отмечал, что тектонические структуры необходимо классифицировать в виде ряда соподчиненных таксонов, как это делают палеонтологи и биологи при классификации животных и растений. Действительно, практически все платформенные структуры можно достаточно четко классифицировать и к этому нужно стремиться.

Наиболее древние платформенные образования обнаружены в пределах щитов древних платформ. К ним относятся породы протерозоя с абсолютным возрастом до 2,5 млрд лет (гурон восточного берега залива Гудзона, ятулий, ютний, овручская серия и другие образования). Слагающие их породы отличаются пологим залеганием и с резким структурным несогласием перекрывают более древние докембрийские образования складчатого фундамента. Эти протерозойские породы представляют собой протоплатформенные чехлы. Они нередко подвергнуты процессам регионального метаморфизма, вследствие чего приобрели некоторые физические свойства пород фундамента.

Кроме протоплатформенных к чехлам доплитных этапов развития относятся катаплатформенные. На древних платформах они начинаются породами рифея, а на молодых – породами палеозоя – триаса и выполняют в первом случае линейные протяженные ранние авлакогены и во втором – тафрогены и в меньшем количестве линейные прогибы, грабены, синклинали и изометричные впадины, мульды. Внутреннее строение этих доплитных структур наиболее полно расшифровывается сейсморазведкой ОГТ. Для них характерны обычно резкие относительно крутые борта, где наклон слоев достигает десятков градусов. В пределах днищ структур породы залегают значительно положе. Доплитные структуры платформ осложнены коробчатыми поднятиями с амплитудой в сотни и первые тысячи метров. Доплитные авлакогены и тафрогены отличаются утоненной консолидированной корой (до 20–30 км). Ее утонение может происходить как за счет физико-петрологических процессов, приводящих к вертикальному опусканию, так и за счет механического раздвига, т.е. деструкции континентальной земной коры.

Достаточно убедительных прямых доказательств больших горизонтальных движений типа раздвига, фиксируемых в слоях платформенных чехлов, в настоящее время не существует. Если класс рифтовых структур не ограничивать механическим раздвигом, а включать в него все линейные отрицательные структуры с утоненной консолидированной корой независимо от механизма их образования, то можно считать, что авла-

когены и тафрогены платформ имеют рифтовую природу. В пределах древних платформ распространены поздние (палеозойские) авлакогены (типа Припятско-Донецкого), возникшие в плитные этапы развития и также имеющие рифтовую природу. Наконец, известны мезозойско-кайнозойские грабены-рифты.

По периферии древних и молодых платформ распространены соответственно перикратонные на первых и периплатформенные на вторых зоны или системы опусканий и прогибов. Они непосредственно связаны с развитием смежных внешних частей геосинклинальных областей (миогеосинклиналей). К системам перикратонных опусканий принадлежат как продольные, типа Ангаро-Ленского прогиба, так и окраинные синеклизы древних платформ типа Балтийской, Виллюйской и др. На краю платформ в таких структурах накапливаются мощные (до 10 км и более) толщи горных пород. Границей между перикратонными (периплатформенными) прогибами и миогеосинклиналями служат градиенты изменения мощностей и складчатые деформации, которыми захвачены миогеосинклинальные образования. Часто пластины складчатых пород геосинклинальных сооружений надвинуты на несколько десятков километров на платформенные чехлы перикратонных (периплатформенных) прогибов. Например, изембетская серия южного погружения Урала надвинута на платформенные среднепалеозойские карбонатные отложения восточной периферии Прикаспийской впадины. Широко известны такие надвиги в более северных районах Урала, на юго-западном крае Восточно-Европейской платформы, в краевых зонах Аппалачей и др.

Главными структурными элементами платформ являются щиты и плиты. Первые связаны с длительными восходящими вертикальными тектоническими движениями, которые приводят к высокому стоянию щитов, отсутствию на большей части их площади осадконакопления и значительному размыву пород фундамента. Лишь изолированные их участки втягиваются в погружение, приводящее к накоплению платформенного чехла небольшой мощности. Эти породы слагают частные отрицательные структуры типа синеклиз, впадин, мульд, прогибов, грабенов, синклиналей.

Нисходящие вертикальные движения создают плиты. Дифференцированный характер опусканий приводит к их расчленению на поднятия типа антеклиз, сводов, выступов и отрицательных структур типа синеклиз, впадин, прогибов. Величина прогибания и дифференциация определяют амплитуды структур. Таким образом, неравномерность нисходящих тектонических движений создает главный структурный облик платформ. Характерным признаком плитных платформенных структур является их конседиментационность.

Как правило, над палеорифтовыми структурами типа авлакогенов в плитные этапы развития формировались крупные осадочные бассейны типа синеклиз. Они могут быть разделены на два подтипа: внутренние (интракратонные) и окраинные (перикратонные). Среди последних выделяются пригеосинклинальные и периокеанические (или периконтинентальные). Эти подтипы синеклиз могут быть подразделены на два класса: синеклизы, связанные с более древними авлакогенами, и автономные. Среди первых можно наметить подклассы синеклиз: 1) расположенные над системой авлакогенов; 2) унаследованные от одиночного авлакогена и 3) примыкающие к авлакогену. По характеру выполнения эти синеклизы делятся на два вида – выполненные осадочными формациями, а также и мощными трапповыми формациями (амфиклизы).

Второе место в образовании структурного плана платформ занимали относительно кратковременные восходящие блоковые тектонические движения. Они в общем характерны для всех рассмотренных выше структур платформ. Особенно большую роль блоковые движения играли в создании структурного облика доплитного чехла. Они соответствовали моментам резкой активизации развития структурного плана. Временной их интервал в ряде случаев не выходил за рамки геологического века. Блоковые движения создавали наиболее сложные дислокации чехла с часто имеющими линейную ориентировку изгибами слоев, обычно измеряемыми градусами, реже десятками градусов. Блоковые движения охватывали различные по размеру территории от локальных площадей (например, несогласие основания пород олигоцена Тюбеджинской антиклина-

ли Мангышлака) до почти целых плит (например, структурное несогласие основания отложений среднего миоцена на значительной части Туранской плиты). В последнем случае они образовывали региональные поверхности структурных несогласий.

Частным случаем тектонических движений плитного этапа развития являются унаследованные движения молодых платформ. Они возникли как производные от геосинклинальной складчатости, представляя их последующий вертикальный импульс. Иногда унаследованные движения проявлялись в виде кратковременных скачков, в других случаях они имели длительный конседиментационный характер. Унаследованные тектонические движения создавали системы линейных дислокаций (мегантклиналей и мега-синклиналей), в пределах которых слои приобретали изгибы, измеряемые градусами и десятками градусов.

Восходящие тектонические движения в платформенных чехлах нередко протекали одновременно с воздыманием и складчатостью в смежных орогенных и геосинклинальных областях. Они часто накладывались на более крупные конседиментационные структуры, сформированные дифференцированным прогибанием, и создавали секущие их дислокации. Блоковые тектонические движения нередко приводили к разрыву сплошности платформенного чехла. Их наибольшая интенсивность тяготеет к периферии плит, особенно к зонам сопряжения с эпиплатформенными орогенами. Напротив, в районах развития мощного плитного комплекса, где интенсивность опусканий была максимальной, блоковые тектонические движения затухали. Так, саксонские движения второй половины мезозоя весьма энергично проявились в областях развития выступов фундамента Западно-Европейской молодой платформы. При удалении от них в сторону сплошного распространения мощного платформенного чехла обширной Польско-Германской впадины они постепенно затухали. Аналогичная картина вырисовывается для территории Бухаро-Хивинской структурной ступени и смежной с ней Амударьинской впадины.

Вдоль крупных разломов нередко возникали горизонтальные сдвиговые и надвиговые напряжения. Они приводили к формированию в чехле мелких складок. Складки, связанные с горизонтальными тектоническими движениями, распространены вдоль Жаксыбуташского разлома Северного Приаралья, Талассо-Ферганского разлома, разломов саксонской тектоники Средней Европы и в других районах.

Известны случаи альпинотипной складчатости, сформированной в платформенных отложениях, в зонах вблизи складчатых сооружений (типичными примерами являются Юрские горы, Прованс).

Самостоятельный тип платформенных локальных структур связан с вещественным составом пород и спецификой седиментации. Среди них наибольшее значение имеют соляные структуры. Соляные штоки иногда достигают высоты 5–10 км (Прикаспийская и Североморская впадины, Гольф и др.). Существенно меньшую роль играют в пределах платформ глиняные диапиры. Они тяготеют к их перифериям. При карбонатном осадконакоплении относительно поднятые участки являются благоприятными для образования биогермных построек. Последующий относительный рост этих локальных структур приводил к изгибам перекрывающих карбонатные породы отложений платформенного чехла. В образовании локальных структур некоторую роль играет неравномерное уплотнение осадков.

Платформы приурочены к областям, ранее испытывавшим геосинклинальный процесс. Они характеризуются континентальным типом земной коры (мощностью до 30–40 км) с хорошо выраженным "гранитным" и "базальтовым" слоями. В развитии платформ определяющее значение имела геосинклинальная и эпигеосинклинальная орогенная предыстория. Геосинклинальные зоны и участки активного эпигеосинклинального орогенного магматизма явились ареной восходящих вертикальных тектонических движений. В погружение они включались лишь на более поздних этапах развития платформ, и оно характеризовалось там минимальными значениями. Эти части платформ превращались в положительные структурные элементы. Напротив, зоны ранних консолидаций геосинклиналей и срединные массивы начали испытывать наиболее раннее

погружение, которое продолжалось в интенсивном режиме на зрелых и поздних этапах развития платформ. Именно на этих участках закладывались доплитные, а затем и плитные структуры платформ.

В процессе эволюционного развития платформы в целом шли от преобладания вертикальных восходящих движений к нисходящим, то есть от доплитных к плитным этапам. На древних платформах максимальная площадь погружения приходилась на вторую половину палеозоя, а на молодых – на вторую половину мезозоя и палеоген. Затем роль нисходящих тектонических движений вновь начала падать.

Эволюция платформы особенно значительно отразилась в многообразии плитных структур по сравнению с доплитными. Только в плитные этапы сформировались такие характерные платформенные элементы, как синеклизы, антеклизы, зоны перикратонных опусканий и др. В эволюционном ряде платформ молодые платформы по сравнению с древними характеризуются большей величиной и контрастностью тектонических движений. Они более подвижны, и только в их пределах проявились унаследованные дислокации.

Развитие платформ во времени местами непосредственно сменялось эпиплатформенным орогенезом и лабигенезом (образование провальных структур – глубоководных бассейнов). Первые обычно наследуют положительные структуры платформ, лишенные или почти лишенные чехлов (Балтийский щит, Северный и Полярный Урал, Восточный Тянь-Шань и другие регионы). Структуры лабигенного типа, напротив, закладывались на плитах. Они создавались кратковременными тектоническими опусканиями, приводившими к образованию глубоководных бассейнов. Последние впоследствии пассивно заполнялись глубоководными, а позднее мелководными осадками. Типичными представителями лабигенного типа структур являются глубоководные бассейны Средиземноморского пояса, заложившиеся на платформенном чехле Центрально-Евразийской, Западно-Европейской молодых платформ и Африканской древней платформы. Заложение большинства эпиплатформенных орогенных и лабигенных структур приходится на кайнозойское время, чаще вторую его половину, хотя они известны и для палеозоя (Прикаспийская впадина с конца девона до начала перми).

Платформы по латерали сопрягались с геосинклиналями или эпигеосинклинальными орогенами. В кайнозойское время, как указывалось ранее, их ограничениями служили эпиплатформенные орогены и лабигенные структуры. Со второй половины мезозоя платформы на обширных пространствах соприкасались со структурами Мирового океана. Внешней составной частью последних являются периокеанические (периконтинентальные) бассейны. Они в виде глобальной системы опоясывают так называемые пассивные окраины океана – только там, где к нему подходят платформы. Общая протяженность периокеанических бассейнов составляет десятки тысяч километров. Их простираение в целом совпадает с границей континент–океан. Однако их осевые зоны существенно мигрируют в пространстве – проходят по батинальной (абиссальной) равнине, континентальному склону, шельфу или низменной суше. Периюкеанические бассейны выполнены мощными сериями осадочных верхнемезозойских и нижнекайнозойских пород общей мощностью до 10–15 км. Они чаще непосредственно перекрывают породы консолидированной коры. Иногда в нижних частях их разрезов могут появляться более древние платформенные образования палеозоя или триаса. Однако в структурном отношении последние не подчиняются закономерностям распространения периокеанических бассейнов, а связаны со структурным планом смежных районов платформ. Периюкеанические бассейны сложены образованиями эпиконтинентального генезиса, среди которых основную роль играют мелководные морские терригенные. Многие периокеанические бассейны, особенно их океанические периферии, были опущены в результате молодых (неоген-четвертичных) постседиментационных тектонических движений и вошли в состав современных глубоководных частей океанов. Под ними происходит стык океанической и континентальной консолидированной коры.

Платформы представляют самостоятельную категорию тектонических элементов Земли, играющую существенную роль в ее строении. Учение о них представляет важную

фундаментальную часть геотектоники. Современные модификации методов сейсморазведки отраженных волн и сейсмостратиграфический подход к интерпретации ее данных дают новую редкую и ценную информацию об их строении. Они позволяют существенно продвинуть разработку этого учения, что несомненно имеет большое значение для развития геотектоники в целом и выбора направления поисков ряда важных видов минерального сырья, в первую очередь месторождений нефти и газа.

В области тектоники платформ сейсмостратиграфией могут устанавливаться доседиментационные, конседиментационные и постседиментационные тектонические наклоны. Первые объективно намечаются по резкому угловому несогласию между слоями осадочного чехла и поверхностью подстилающего субстрата. Конседиментационные наклоны фиксируются по увеличению крутизны падения вниз по разрезу. По количественным параметрам можно надежно установить развитие структур в геологическом времени. Постседиментационные наклоны определяются подобным изгибом слоев. При хорошем качестве сейсмических материалов удастся расшифровать достаточно сложные складчатые дислокации фундамента, различные типы разрывных нарушений, поверхности дисгармонии (срывов) и другие тектонические элементы.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие Ю.М. Пушаровский	3
А.В. Пейве, А.Л. Книппер, М.С. Марков, А.А. Моссаковский, А.С. Перфильев, Ю.М. Пушаровский, С.В. Руженцев. Формирование структуры земной коры континентов	5
В.В. Белоусов. Эндогенные режимы материков и закономерности их развития	15
Н.Л. Добрецов. Закономерности формирования структуры южного обрамления Сибирской платформы в рифее и палеозое	26
В.Б. Караулов. История тектонического развития Урало-Монгольского пояса в палеозое	37
А.А. Абдулин, Ю.А. Зайцев. Тектоническое развитие палеозоид Казахстана	43
А.Б. Дергунов, А.А. Моссаковский, С.Г. Самыгин, Т.Н. Хераскова. Закономерности формирования палеозоид Центральной Азии (Алтае-Саянская область, Западная Монголия) и Казахстана	53
С.Г. Самыгин, А.М. Лейтес. Тектоническое развитие Урала и Аппалачей в палеозое	67
Д.В. Рундквист, К.А. Марков, А.А. Смыслов, А.М. Маречев, Ю.В. Ильинский. Металлогения и тектоника палеозойских складчатых систем	85
Ш.А. Адамия, А.А. Белов, Ю.Г. Гатинский, А.А. Моссаковский. История формирования Средиземноморского пояса в палеозое и раннем мезозое	93
И.П. Гамкрелидзе, А.Л. Книппер. История формирования структуры Средиземноморского пояса в мезозое и кайнозое	109
В.Н. Шолпо. Основные закономерности строения складчатых областей Средиземноморья	120
С.М. Тильман. Рифейская и фанерозойская история Северо-Востока СССР	128
В.П. Зинкевич, А.О. Мазарович, А.В. Рихтер, С.Д. Соколов. Тектоническая эволюция приокеанической зоны Востока СССР	143
Г.А. Гвалчрелидзе, А.Д. Щеглов. Мезозойский и кайнозойский металлогенез и тектоника	156
Н.А. Богданов. Тектоническое перемещение офиолитов и аккреционные призмы	166
П.Н. Кропоткин. Палеотектонические реконструкции Гондваны и ее распад	172
Н.А. Божко. Заложение и развитие подвижных поясов в позднем докембрии	187
Р.Г. Гарецкий, А.Е. Шлезингер, А.Л. Яншин. Основные типы платформенных структур неогена	195

УДК 551.241

Пейве А.В., Книппер А.Л., Марков М.С., Моссаковский А.А., Перфильев А.С., Пушаровский Ю.М., Руженцев С.В. **Формирование структуры земной коры континентов // Закономерности формирования структуры континентов в неогее.** М.: Наука, 1986. С. 5–15.

В статье рассмотрены два пути формирования коры континентов: автохтонный и аллохтонный. Первый определяется процессом метаморфизма и гранитизации коры океанического и переходного типа. Он наиболее характерен для периферических зон Тихого океана. Второй выражается в структурном совмещении палеоокеанических толщ и древней континентальной коры. Примером могут служить такие складчатые пояса, как Средиземноморский, Урал, Аппалачи и др. Показана большая роль процессов тектонического расслоения литосферы на обособленные пластины и их дифференцированного смещения, во многом определяющих конкретную структуру как континентов, так и океанов.

Ил. 7, библиогр. 17 назв.

УДК 551.24

Белюсов В.В. **Эндегенные режимы материков и закономерности их развития // Закономерности формирования структуры континентов в неогее.** М.: Наука, 1986. С. 15–26.

На примере стадийности развития геосинклинали рассматриваются особенности закономерностей континентальных эндегенных процессов, а именно единство эндегенных процессов, образующих эндегенные режимы; разнопорядковость процессов и закономерностей; статистический характер последних; качественная или полуквантитативная форма проявления закономерностей. Наиболее общая закономерность состоит в том, что пространственные и временные неоднородности эндегенных режимов отражают пространственные и временные неоднородности теплового поля Земли.

Табл. 2, ил. 8, библиогр. 9 назв.

УДК 551.7+552.2(519.3)

Добрецов Н.Л. **Закономерности формирования структуры южного обрамления Сибирской платформы в рифее и палеозое // Закономерности формирования структуры континентов в неогее.** М.: Наука, 1986. С. 26–36.

Рассмотрены принципы тектонического районирования и общие закономерности формирования структуры складчатых областей юга Сибири. В качестве важнейших индикаторов разных стадий тектонического процесса, связанных с эндегенным режимом, предложены: формирование полного разреза офиолитов; глаукофансланцевый и зеленосланцевый метаморфизм; покровы, фиксируемые по олистостромам; складчатость, надвиги, зональный высокоградиентный метаморфизм и последующее внедрение гранитов; завершающие молассы, молассоиды, орогенный вулканизм. Особенности и последовательность проявления этих индикаторных процессов рассмотрены на примере Северного Прибайкалья, Восточного и Западного Саяна, Восточного Казахстана.

Табл. 1, ил. 2, библиогр. 32 назв.

УДК 551.24

Караулов В.Б. **История тектонического развития Урало-Монгольского пояса в палеозое // Закономерности формирования структуры континентов в неогее.** М.: Наука, 1986. С. 37–43.

Заложение пояса связано с начавшимся в рифее растяжением и частичной деструкцией архейско-раннепротерозойской континентальной коры. Завершение формирования его складчатых структур произошло в конце палеозоя, когда он превратился в фундамент молодой платформы. Для тектонического развития пояса характерно чередование фаз растяжения земной коры с фазами преобладающего сжатия.

Ил. 2, библиогр. 19 назв.

УДК 551.242.3

Абдулин А.А., Зайцев Ю.А. **Тектоническое развитие палеозид Казахстана // Закономерности формирования структуры континентов в неогее.** М.: Наука, 1986. С. 43–52.

На основе анализа современных материалов по палеотектонике палеозидов Казахстана авторы приходят к выводу о постепенном смещении процесса заложения геосинклиналей от внешних зон к внутренним путем деструкции континентальной коры, образовании офио-

литовой ассоциации в зонах ограниченных раздвигов. Развитие Казахстанско-Тяньшаньской геосинклинальной системы с момента заложения до полного замыкания представляет собой единый центростремительный процесс, растянувшийся с середины позднего рифея до конца перми на 600–650 млн лет.

Ил. 2, библиогр. 22 назв.

УДК 551.242.31 (574+517+571.51/52)

Дергунов А.Б., Моссаковский А.А., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Закономерности формирования палеозойд Центральной Азии (Алтае-Саянская область, Западная Монголия) и Казахстана // Закономерности формирования структуры континентов в неогее. М.: Наука, 1986. С. 53–67.

Палеозойды Центральной Азии сформировались на месте огромного океанического залива. Их разновозрастные складчатые сооружения образовались из разных по тектонической природе частей, соответствующих континентальному склону и подножью, краевым и внутренним морям, островным вулканическим дугам и зонам лавинной седиментации. В орогенную (континентальную) стадию развивались краевые вулканические пояса и межгорные впадины. Формирование континентальной коры происходило последовательно, от древнего обрамления к середине бассейна в результате разных тектонических процессов, приводивших к сжатию и образованию гранитно-метаморфического слоя.

Ил. 7, библиогр. 55 назв.

УДК 551.242.31+551.26 (234.85+237.2)

Самыгин С.Г., Лейтес А.М. Тектоническое развитие Урала и Аппалачей в палеозое // Закономерности формирования структуры континентов в неогее. М.: Наука, 1986. С. 67–84.

Урал и Аппалачи – признанные эталоны складчатых поясов палеозоя. С позиций учения о геосинклиналях и представлений о постоянстве положения континентов и океанов их материнские геосинклинали принадлежат принципиально разным типам ортогеосинклиналей, а тектоническое развитие самих поясов происходило при различных геодинамических обстановках. Между тем исследования тектоники обоих регионов убеждают в однотипности их строения. Сравнительный тектонический анализ, выполненный на мобилистской основе, показывает, что формирование структуры и становление континентальной коры Урала и Аппалачей в палеозое происходили по единому плану в ходе последовательного структурно-вещественного преобразования коры океанического типа.

Ил. 8, библиогр. 88 назв.

УДК 551.24

Рундквист Д.В., Марков К.А., Смыслов А.А., Маричев А.М., Ильинский Ю.В. Металлогения и тектоника палеозойских складчатых систем // Закономерности формирования структуры континентов в неогее. М.: Наука, 1986. С. 85–92.

Металлогения рассмотрена на примере линейной Уральской складчатой области и складчато-блокового сооружения Казахстана. Для миеогеосинклиналей Урала характерен силитический профиль металлогенической специализации и сингенетический с геологическими формациями комплекса полезных ископаемых. Для эвгеосинклиналей типичен фемический (сидерофильный) профиль металлогенической специализации, но различная металлогения сходных геологических формаций. Многие черты тектонической и металлогенической зональности Казахстана определяются блоковым строением, широким развитием рифтогенеза и эпирогенного тафрогенеза, зон вторично-геосинклинального типа, в которых локализованы свинцово-цинковые и марганцево-железородные месторождения.

Ил. 3, библиогр. 7 назв.

УДК 551.24 (4–015.234,235,59)–551.73–761–762

Адамия Ш.А., Белов А.А., Гатинский Ю.Г., Моссаковский А.А. История формирования структуры Средиземноморского пояса в палеозое и раннем мезозое // Закономерности формирования структуры континентов в неогее. М.: Наука, 1986. С. 93–108.

История развития Средиземноморского пояса характеризуется возникновением, эволюцией и исчезновением нескольких последовательно сменявшихся во времени океанических бассейнов. Это были достаточно крупные бассейны с корой океанического типа, которые были гомологами современных океанов. В течение фанерозоя они отделяли се-

верные Евразийские континенты от южных Гондванских, вдоль них по геологическим данным прослеживаются палеоокраины, подобные окраинам современных материков. В фанерозое происходила деструкция южной (Гондванской) окраины океанов Тетис и аккреция северной Евразийской континентальной окраины. В становлении современного Евразийского континента огромную роль сыграла индосинийская складчатость, рассматриваемая в едином ряду с каледонской, герцинской и альпийской.

Ил. 12, библиогр. 35 назв.

УДК 551.241

Г а м к р е л и д з е И.П., К н и п п е р А.Л. История формирования структуры Средиземноморского пояса в мезозое и кайнозое // Закономерности формирования структуры континентов в неогее. М.: Наука, 1986. С. 109–120.

На примере Альпийской складчатой области показаны методика и последовательность палинстатических реконструкций, которые необходимо применять при восстановлении истории развития внутриконтинентальных складчатых зон. Качественные (традиционные) методы (стратиграфический, петрологический, палеозоологический и палеоботанический) позволяют выявить присутствие океанического бассейна и характер его обрамления, на месте которых возникла складчатая система. Количественные методы (палеокинематический и палеомагнитный) дают возможность восстановить размеры и форму океанического бассейна, а также кинематику литосферных плит во время открытия этого бассейна и во время его замыкания. В настоящее время восстановление истории развития крупных регионов возможно лишь при использовании всех вышеперечисленных методов.

Ил. 6, библиогр. 36 назв.

УДК 551.24

Ш о л п о В.Н. Основные закономерности строения складчатых областей Средиземноморья // Закономерности формирования структуры континентов в неогее. М.: Наука, 1986. С. 120–127.

Общей чертой геологической эволюции региона является нарастание во времени и пространстве контрастности и дифференцированности вертикальных движений. Причины и движущие силы тектогенеза обусловлены плотностными неоднородностями, возникающими в земной коре и верхней мантии под воздействием глубинных энергетических импульсов. Адвективные движения вещества, направленные на преодоление этих неоднородностей, приводят к закономерной смене различных стадий развития складчатой области.

Ил. 2, библиогр. 18 назв.

УДК 551.24

Т и л ь м а н С.М. Рифейская и фанерозойская история Северо-Востока СССР // Закономерности формирования структуры континентов в неогее. М.: Наука, 1986. С. 128–142.

На основе принципа актуализма сделана попытка восстановить палеогеологические обстановки, гомологичные шельфам, континентальным склонам, котловинам краевых морей, островным дугам и другим морфоструктурным элементам в пределах Западного и Восточного блоков Северо-Востока СССР. В Западном блоке (Верхояно-Чукотская, Восточно-Арктическая и Индигиро-Колымская области) в середине мела произошла внутриплитная аккреция, и в результате образовался обширный континентальный массив. В Восточном блоке (Корякско-Камчатская область) межплитная аккреция завершилась формированием структур тектонического коллажа. На примере Северо-Востока СССР сформулирован вывод о том, что океаны никогда не являлись геосинклиналями. Последние локализовались в пределах активных континентальных окраин. Геосинклинальный процесс немаловажен тем не менее без взаимодействия океанической коры с континентальной.

Ил. 4, библиогр. 29 назв.

УДК 551.241

З и н к е в и ч В.П., М а з а р о в и ч А.О., Р и х т е р А.В., С о к о л о в С.Д. Тектоническая эволюция приокеанической зоны Востока СССР // Закономерности формирования структуры континентов в неогее. М.: Наука, 1986. С. 143–156.

В пределах Корякского нагорья, Камчатки, Сахалина и Приморья установлены фрагменты древних островных дуг, окраинных морей и палеоокеана, слагающие покровные и чешуйчато-надвиговые структуры. Формирование этих образований осуществлялось с разной интенсивностью в течение позднего триаса, поздней юры–раннего мела, сенона–

среднего палеогена. Отдельные тектонические фазы (рубежи кампана—маастрихта, мела и палеогена, эоцена—олигоцена) проявлялись повсеместно. Установлена переориентировка направления движения литосферных масс. Рассмотрена периодизация проявления деструкции.

Ил. 4, библиогр. 36 назв.

УДК 551.24

Твалчрелидзе Г.А., Щеглов А.Д. Мезозойский и кайнозойский металлогенез и тектоника // Закономерности формирования структуры континентов в неогее. М.: Наука, 1986. С. 156–165.

Для мезозоя и кайнозоя особенно характерны месторождения олова, вольфрама, молибдена, меди, ртути, сурьмы, флюорита, серебра, золота и др. Их формирование связано с геосинклинально-складчатыми поясами, областями тектономагматической активизации (сводово-глыбовыми поднятиями или орогенными областями), окраинно-континентальными вулканическими поясами и рифтовыми зонами. В геосинклинальных поясах месторождения размещаются в пределах первичных или вторичных эвгеосинклиналей, реже — миктогеосинклиналей. На сводово-глыбовых поднятиях они связаны с гранитоидным магматизмом и кислым субаэральным вулканизмом. Среди рифтовых систем на континентах наиболее продуктивны унаследованные от палеозоя менее разнообразные по металлогении океанические рифты. Окраинно-континентальные месторождения тихоокеанского типа разделяются на коровые и мантийные.

Библиогр. 43 назв.

УДК 551.242.1

Богданов Н.А. Тектоническое перемещение офиолитов и аккреционные призмы // Закономерности формирования структуры континентов в неогее. М.: Наука, 1986. С. 166–171.

Офиолиты, представляющие собой фрагменты океанической коры геологического прошлого, образуют тектонические покровы. В складчатых поясах они встречаются вдоль сутурных линий, которые разделяют континентальные плиты, а на краю континентов (Тихоокеанское обрамление) слагают покровы в аккреционных призмах. Высказывается предположение, что типы разрезов офиолитов зависят от скорости спрединга. Образование тектонических офиолитовых пластин происходило в океанических условиях эпохи интенсивного спрединга, совпадавшего по времени с основными фазами главных тектонических движений на континентах.

Ил. 5, библиогр. 12 назв.

УДК 551.24

Кропоткин П.Н. Палотектонические реконструкции Гондваны и ее распад // Закономерности формирования структуры континентов в неогее. М.: Наука, 1986. С. 172–187.

Распад Гондваны начался в юре и продолжался наиболее интенсивно в мелу и кайнозое. Одновременно происходил распад суперконтинента Лавразии. Увеличение поверхности земной коры компенсировалось в основном закрытием океана Тетис и сокращением площади Тихого океана в связи с субдукцией и складчатостью в Альпийско-Гималайском и Тихоокеанском поясах. Палеомагнитные данные указывают на увеличение радиуса Земли на 2–5%. В конце палеозоя и начале мезозоя основная сеть раздвигов составляла срединно-континентальную систему разломов, которая позднее сменилась зонами срединно-океанических хребтов.

Табл. 1, ил. 4, библиогр. 107 назв.

УДК 551.24

Божко Н.А. Заложение и развитие подвижных поясов в позднем докембри // Закономерности формирования структуры континентов в неогее. М.: Наука, 1986. С. 187–195.

Подвижные пояса закладывались при деструкции и переработке раннедокембрийской земной коры, которая была неравномерно кратонизирована. Тектогенез в это время характеризовался сочетанием внутриплитных и окраинно-плитных процессов. В целом преобладали первые, однако в позднедокембрийской эволюции подвижных зон намечается четкая тенденция расширения пространства окраинно-континентальных поясов, развивавшихся в стиле тектоники плит.

Ил. 4, библиогр. 19 назв.

Гарецкий Р.Г., Шлезингер А.Е., Яншин А.Л. Основные типы платформенных структур неогена//Закономерности формирования структуры континентов в неогене. М.: Наука, 1986. С. 195–199.

Платформы являются составными частями литосферных плит. Нижние возрастные уровни чехла (доплитные) характеризуются развитием линейных авлакогенов и тафрогенов, а также изометричных впадин. Однако известны и поздние (плитные) авлакогены и мезозойско-кайнозойские рифты. По периферии платформ распространены перикратонные и периплатформенные зоны или системы прогибов, тесно связанные с развитием смежных геосинклинальных областей. Вертикальные движения создают щиты и плиты. Плиты осложнены частыми отрицательными структурами (синеклизами, грабенами). На структуру чехла влияют соляные и глиняные диапиры. При быстром погружении возникают структуры лабигенного класса. Они особенно характерны для кайнозоя. На границе платформ и океанов распространены периокеанические бассейны, значительная часть которых в позднем кайнозое вошла в состав дна современного океана.

**ЗАКОНОМЕРНОСТИ
ФОРМИРОВАНИЯ
СТРУКТУРЫ
КОНТИНЕНТОВ
В НЕОГЕЕ**

*Утверждено к печати
Межведомственным тектоническим комитетом*

Редактор *В.М. Израилев*
Редактор издательства *Н.А. Рагозина*
Художник *С.А. Резников*
Художественный редактор *В.Ю. Кученков*
Технический редактор *Л.Н. Богданова*
Корректор *Л.А. Агеева*

Набор выполнен в издательстве
на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 31384

Подписано к печати 04.09.86. 1 – 15135
Формат 70 × 100 1/16. Бумага офсетная № 1
Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная
Усл.печ.л. 16,9 + 1,0. вкл. Усл.кр-отт. 18,4
Уч.-изд.л. 21,8. Тираж 650 экз.
Тип. зак. 709. Цена 3 р. 30 к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука" 117864 ГСП-7,
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"

выходят из печати книги

Чайковский В.К. Геология и металлогения фундамента Русской платформы. 16 л.

Книга посвящена рассмотрению истории дорифейского рудообразования в связи с геологическим развитием фундамента Русской платформы. На основе обширного геологического, главным образом литературного, материала исследований наиболее доступных изучению поднятий и выступов кристаллического фундамента рассмотрены и установлены соотношения между геологическими процессами формирования земной коры и рудообразованием на протяжении около 3 млрд лет начального периода геологической истории.

Для геологов, тектонистов, литологов.

Шульдинер В.И., Высоцкий С.В., Ханчук А.И. Фундамент тихоокеанских активных окраин. 18 л.

В книге охарактеризованы три типа земной коры, образующие фундамент тихоокеанских окраин. Главное внимание уделено происхождению мафической коры и ее соотношениям с другими типами кор и современными структурами активных окраин. Мафическая кора – результат деятельности древних активных окраин. Она наращивает континенты, но в салическую не превращается. Последняя сложена докембрийским веществом и многократно активизирована в ходе тектонической эволюции тихоокеанского обрамления.

Для геологов, и геофизиков, изучающих переходные зоны от континента к океану.

Кебезинская К.Б., Кебезинская В.В., Зайцев Н.С. Эволюция земной коры Монголии в докембрии – кембрии. 17 л.

В книге описаны классификация метаморфических формаций и модель структурно-метаморфической эволюции земной коры МНР в докембрии – кембрии. Особое внимание уделено соотношениям формаций дорифейского фундамента с рифей–кембрийскими метаофиолитовыми. Показано, что офиолиты представляют реликты палеоокеанического типа. На основе сводки геохимических данных приведено сопоставление металлов офиолитовой ассоциации МНР с эталонными комплексами мира и вулканитами главных тектонических обстановок океана.

Для геологов, петрографов, литологов.

Лебедев Е.Л. Стратиграфия и возраст Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. 18 л.

В книге рассмотрены возраст вулканогенного пояса, стратиграфия и этапность его развития, влияние вулканизма на климат. Приведены особенности расчленения и прослеживания разновозрастных вулканогенных толщ. Рассмотрена эволюция меловых флор пояса, отражающая этапность развития флор возвышенных местообитаний. На материале Охотско-Чукотского пояса показана возможность широкого применения палеоботанического метода для расчленения и корреляции мощных наземных вулканогенных толщ контрастного состава.

Для геологов, палеовулканологов, палеоботаников.

ЗАКАЗЫ ПРОСИМ НАПРАВЛЯТЬ ПО ОДНОМУ ИЗ ПЕРЕЧИСЛЕННЫХ
АДРЕСОВ МАГАЗИНОВ "КНИГА-ПОЧТОЙ" "АКАДЕМКНИГА":

Магазины "Книга-почтой":

252030 Киев, ул. Пирогова, 4. 197345 Ленинград, Петрозаводская, 7. 117192 Москва,
Мичуринский пр-т, 12

Магазины "Академкнига" с указанием отделов "Книга-почтой":

480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97 /"Книга-почтой"/. 370005 Баку, ул. Коммунистическая, 51 /"Книга-почтой"/. 232600 Вильнюс, ул. Университето, 4. 690088 Владивосток, Океанский пр-т, 140 /"Книга-почтой"/. 320093 Днепропетровск, пр-т Гагарина, 24 /"Книга-почтой"/. 734001 Душанбе, пр-т Ленина, 95 /"Книга-почтой"/. 375002 Ереван, ул. Туманяна, 31. 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289 /"Книга-почтой"/. 420043 Казань, ул. Достоевского, 53 /"Книга-почтой"/. 252030 Киев, ул. Ленина, 42. 252142 Киев, пр-т Вернадского, 79. 252030 Киев, ул. Пирогова, 2. 277012 Кишинев, пр-т Ленина, 148 /"Книга-почтой"/. 343900 Краматорск, Донецкой обл., ул. Марата, 1 /"Книга-почтой"/. 660049 Красноярск, пр-т Мира, 84. 443002 Куйбышев, пр-т Ленина, 2 /"Книга-почтой"/. 191104 Ленинград, Литейный пр-т, 57. 199164 Ленинград, Таможенный пер., 2. 196034 Ленинград, В/О, 9 линия, 16. 220912 Минск, Ленинский пр-т, 72 /"Книга-почтой"/. 103009 Москва, ул. Горького, 19-а. 117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7. 630076 Новосибирск, Красный пр-т, 51. 630090 Новосибирск, Морской пр-т, 22 /"Книга-почтой"/. 142284 Протвино, Московской обл., ул. Победы, 8. 142292 Пушкино, Московской обл., МР. "В", 1. 620161 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137 /"Книга-почтой"/. 700000 Ташкент, ул. Ю. Фучика, 1. 700029 Ташкент, ул. Ленина, 73. 700070 Ташкент, ул. Ш. Руставели, 43. 700185 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6 /"Книга-почтой"/. 634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18. 634050 Томск, Академический пр-т, 5. 450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10 /"Книга-почтой"/. 450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49. 720000 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42 /"Книга-почтой"/. 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87 /"Книга-почтой"/

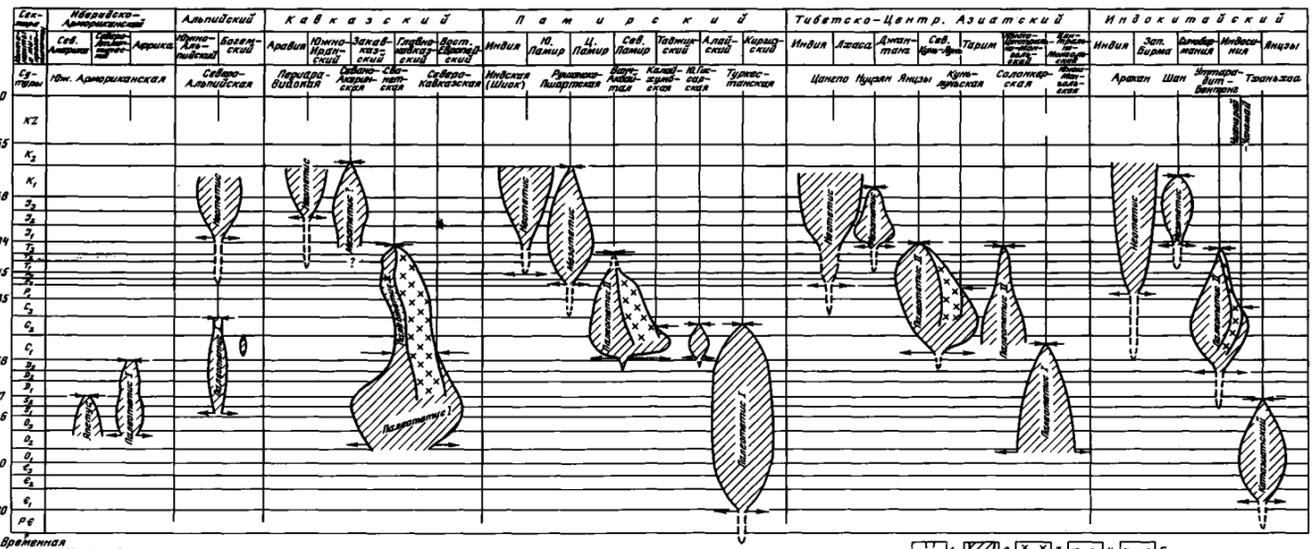


Рис. 2. Схема развития главных океанических бассейнов Тетиса в фанерозое
 1 – стадия рифтогенеза; 2 – океаническая стадия; 3 – островодужная стадия (для районов, где имеются данные о столкновении островной дуги с континентом); 4 – расхождение континентальных масс и открытие океанических бассейнов (растяжение); 5 – схождение и коллизия континентальных масс, сужение и закрытие океанических бассейнов (сжатие)

Рис. 2. Схема развития главных океанических бассейнов Тетиса в фанерозое
 1 – стадия рифтогенеза; 2 – океаническая стадия; 3 – островодужная стадия (для районов, где имеются данные о столкновении островной дуги с континентом); 4 – расхождение континентальных масс и открытие океанических бассейнов (растяжение); 5 – схождение и коллизия континентальных масс, сужение и закрытие океанических бассейнов (сжатие)

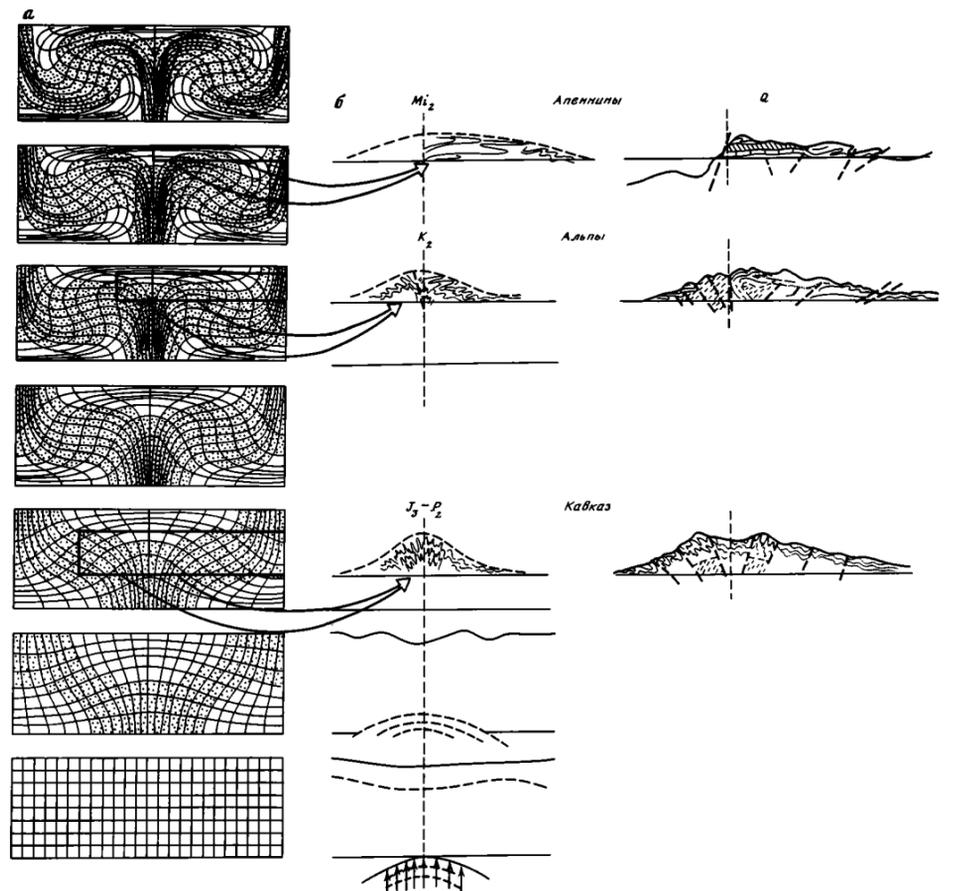


Рис. 2. Сопоставление главных особенностей структуры Альп, Апеннин и Кавказа со стадиями развития процесса адвекции
 а – математическая модель адвекции [3], б – стадии развития складчатых областей

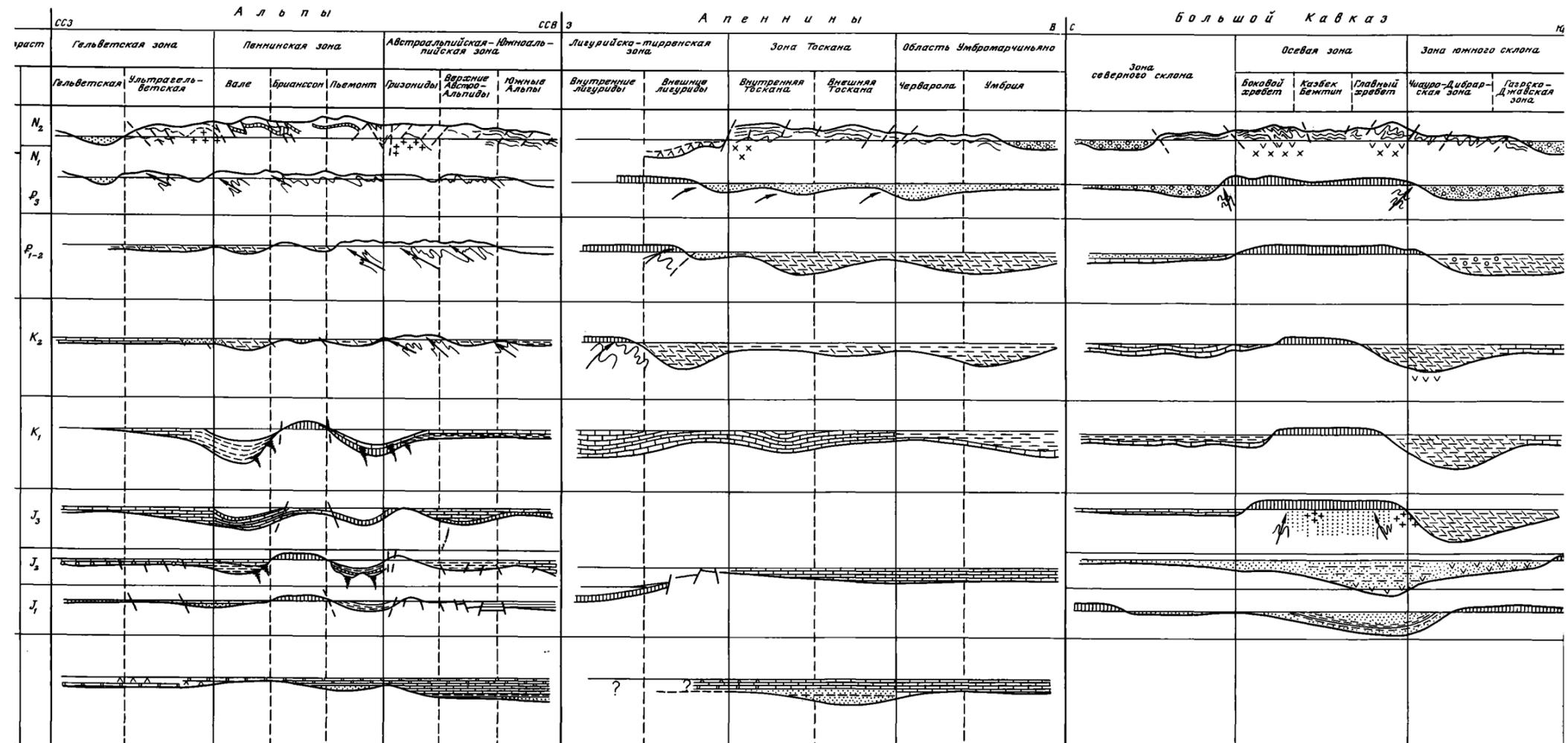


Рис. 1. Схема сопоставления истории тектонического развития Альп, Апеннин и Кавказа
 Осадочные формации: 1 – глинистые отложения некомпенсированных прогибов, 2 – радиолариты, 3 – карбонатные отложения, 4 – доломиты, 5 – эвапориты, 6 – терригенные осадки, 7 – вулканогенные толщи; 8 – флишевые формации; 9 – молассовые формации; магматические формации: 10 – ультрабазиты, 11 – андезито-базальты, 12 – андезиты, 13 – древние

граниты, 14 – гранитоидные формации альпийского цикла; тектонические процессы: 15 – складкообразование и надвига и покровообразование, 16 – разрывообразование; метаморфические процессы: 17 – метаморфизм высокого давления – низкой температуры, 18 – нормальный региональный метаморфизм

