



АКТУАЛЬНЫЕ  
ПРОБЛЕМЫ  
ТЕКТОНИКИ  
ОКЕАНОВ  
И  
КОНТИНЕНТОВ



*Юрий Михайлович  
Пуцаровский*

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

# АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНИКИ ОКЕАНОВ И КОНТИНЕНТОВ

*Труды, вып. 425*



---

МОСКВА  
"НАУКА"  
1987

Academy of Sciences of the USSR

Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

**PRESENT-DAY PROBLEMS OF TECTONICS OF OCEANS  
AND CONTINENTS**

*Transactions, vol. 425*

---

Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. М.: Наука, 1987. 216 с.

Статьи сборника охватывают широкий круг проблем, касающихся глубинных неоднородностей, условий заложения и развития основных структур земной коры, реконструкций движения литосферных плит, корообразования, динамики магмогенерации и магмовыведения, механизма дислокаций и формирования аллохтонов, особенностей проявления метаморфизма.

Для геологов, петрологов, геофизиков.

Рецензенты: *Е.Е. Милановский, М.С. Марков*

Редакционная коллегия:

член-корреспондент АН СССР

*П.П. Тимофеев* (главный редактор),

*В.Г. Гербова, А.Л. Книппер, В.А. Крашенинников*

Ответственный редактор

академик *А.Л. Яншин*

Reviewers: *E.E. Milanovsky, M.S. Markov*

Editorial board:

Corresponding-Member of Academy of Sciences of the USSR

*P.P. Timofeev* (Editor-in-Chief),

*V.G. Gerbova, A.L. Knipper, V.A. Krashennnikov*

Responsible editor

Academician *A.L. Yanshin*

## ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ НАУЧНОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ АКАДЕМИКА Ю.М. ПУЩАРОВСКОГО (к 70-летию со дня рождения)

В декабре 1986 г. исполнилось 70 лет академику Юрию Михайловичу Пушаровскому — одному из ярких представителей широко известной тектонической школы Геологического института АН СССР, которая была создана академиками А.Д. Архангельским и Н.С. Шатским и с которой связаны имена ведущих геологов-тектонистов: А.В. Пейве, А.Л. Яншина, Ю.А. Косыгина, А.А. Богданова, М.В. Муратова, П.Н. Кропоткина, Н.П. Хераскова. В этом славном коллективе тектонистов формировалось научное мировоззрение Ю.М. Пушаровского и произошло его становление как выдающегося ученого с огромным творческим диапазоном — от стратиграфии, региональной геологии и геологии полезных ископаемых до глобальных теоретических обобщений в области геотектоники. Поэтому представляется в высшей мере логичным, что ныне, приняв эстафету от академика А.В. Пейве, Ю.М. Пушаровский стал признанным главой тектонистов не только Геологического института АН СССР, но и других научных и производственных организаций. На протяжении многих лет он возглавляет Междуведомственный тектонический комитет и его печатный орган — журнал "Геотектоника", ведет огромную научно-организационную работу в Национальном комитете советских геологов, будучи заместителем его председателя, в Комиссиях АН СССР по проблемам Мирового океана, по международным тектоническим картам и во многих других.

Оценивая научное творчество Ю.М. Пушаровского, следует прежде всего отметить его исключительную принципиальность и объективность в оценке различных противоречивых, нередко взаимоисключающих научных геотектонических течений и в выборе главного (наиболее актуального для данного периода развития науки) направления исследований для возглавляемых им научных коллективов. Не менее важно подчеркнуть постоянное стремление Ю.М. Пушаровского к новым идеям и фактам в нашей науке при обязательном сохранении преемственности по отношению к тому, что было сделано раньше другими учеными, и его постоянное обращение к конкретному геологическому материалу как главному аргументу и арбитру при определении справедливости и ценности высказываемых научных гипотез и идей. Еще одной важной чертой научной деятельности Ю.М. Пушаровского является его стремление всегда самым тесным образом сочетать теоретические исследования в области геологии и геотектоники с практическими задачами поиска определенных видов минерального сырья.

Творческий вклад Ю.М. Пушаровского в геологию, и в геотектонику в частности, огромен и весьма разнообразен. На протяжении своей более чем 40-летней научной деятельности он обращался к различным по масштабу и значению геологическим и тектоническим проблемам в самых разных регионах нашей страны и за рубежом, каждый раз внося очень много в их разработку и решение.

В ранний период исследований (конец 40-х — 50-е годы) Ю.М. Пушаровский занимался в основном региональными геологическими работами, изучая геологию, тектонику и историю развития Восточных Карпат, Верхоянья и Вилюйской впадины. Однако уже эти ранние исследования завершились монографической сводкой теоретического характера "Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие" (1959 г.),

в которой была разработана классификация этих тектонических структур, широко распространенных в фанерозойских складчатых областях мира, и были рассмотрены условия возникновения и тектонического развития краевых прогибов в разные геологические эпохи и в разных структурных обстановках. Монография эта не потеряла своего значения и в наши дни.

Затем — исследование хребта Сетте-Дабан, Приколымского поднятия и других районов Северо-Востока СССР, послужившие основой для выявления важнейших закономерностей строения и тектонического развития мезозойского этого региона. Они были изложены в монографии "Приверхоянский краевой прогиб и мезозойды Северо-Востока СССР", за которую в 1963 г. Ю.М. Пушаровскому была присуждена премия Московского общества испытателей природы. В этой работе была обоснована правомерность выделения на территории СССР самостоятельных областей мезозойской складчатости и введено в геологическую литературу новое понятие о подвижной платформе как континентальной области, испытавшей тектоническую деструкцию и последующие сильные тектонические деформации.

Уже в этот период Ю.М. Пушаровский начал заниматься тектонической картографией, занявшись в дальнейшем одно из главных мест в его научной деятельности. Под руководством Н.С. Шатского он принимал активное участие в составлении тектонических карт СССР, изданных в 1953 и 1956 гг., а уже в 1963 г., опираясь на свои исследования в Сибири и на Северо-Востоке СССР, Ю.М. Пушаровский составил первую тектоническую карту Арктики (в циркумполярной проекции), на которой было проведено тектоническое районирование Северного Ледовитого океана и прилегающих частей Северной Америки и Евразии, а также обоснован вывод о большой молодости глубоководных котловин Арктического бассейна и значительной роли деструктивно-тектонического в их образовании. Здесь Ю.М. Пушаровский впервые обратился к тектонике океанов и периокеанических зон — тематике, ставшей доминирующей в его научных исследованиях в 60-х и 70-х годах.

В это время объектами исследований Ю.М. Пушаровского становятся Сахалин, Камчатка, Сихотэ-Алинь, Вьетнам, Корейская Народно-Демократическая Республика, Япония, Калифорния, Чилийские и Перуанские Анды, Карибские Анды Венесуэлы, Куба, т.е. большая часть континентального обрамления Тихого океана.

Исследования Ю.М. Пушаровского в этих регионах и странах, как правило, коренным образом меняли существующие представления об их геологии и тектонике. Особенно следует выделить его работу по тектонике Сахалина, в которой не только была обоснована новая трактовка структуры этого острова, но и был предложен новый подход к поискам на нем месторождений нефти и газа.

Одновременно Ю.М. Пушаровский продолжал работу по составлению тектонических карт. В эти годы им была составлена первая тектоническая карта Кубы, отразившая как продольную тектоническую зональность этой современной островной дуги, так и ее поперечную сегментацию. Но более важным было его участие в составлении и редактировании "Тектонической карты Евразии" (1966 г.), заместителем главного редактора которой являлся Ю.М. Пушаровский и которая была удостоена Государственной премии СССР. Эта крупнейшая работа, включавшая также монографию "Тектоника Евразии", в которой, по существу, впервые был дан тектонический синтез самого большого на нашей планете материка, получила широкое признание не только в Советском Союзе, но и за рубежом.

Результаты изучения циркумтихоокеанских континентальных окраин и связанных с ними систем островных дуг и краевых морей, а затем и самого ложа Тихого океана были обобщены Ю.М. Пушаровским в процессе составления "Тектонической карты Тихоокеанского сегмента Земли" (1970 г.), главным редактором которой он был, и в крупной монографии "Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли" (1972 г.). В них было обосновано понятие о Тихоокеанском тектоническом поясе и его границах, определяемых с материковой стороны краями древних платформ, а с океанской — глубоководными желобами, и проведено его тектоническое районирование.

рование. Впервые была охарактеризована тектоника ложа Тихого океана и выделены новые тектонические формы в его пределах. Особенно важным и принципиальным представляется вывод Ю.М. Пушаровского о большой древности впадины Тихого океана и о постоянном (на протяжении всего фанерозоя) воздействии Тихоокеанского тектонического пояса на континентальное обрамление, приводившем к возникновению в последнем особого класса резонансно-тектонических структур. Эти работы Ю.М. Пушаровского были отмечены в 1974 г. первой премией Московского общества испытателей природы, а в 1979 г. премией АН СССР им. А.П. Карпинского.

Наиболее общие закономерности строения земной коры океанов, континентов, периокеанических зон и Земли в целом стали главной темой научных исследований Ю.М. Пушаровского во второй половине 70-х и в 80-х годах. Особенно большое внимание он уделил океанам, широко развернувшееся изучение которых геофизическими и геологическими методами произвело коренной переворот в развитии наук о Земле. Концепция спрединга океанической коры и связанного с ним раскалывания континентов и их дрейфа быстро завоевала умы большинства геологов. Фрагменты океанических структур геологического прошлого все чаще стали выявляться в складчатых зонах континентов. Все это способствовало возрождению и упрочению мобилистских идей в геологии и выработке на их основе новых тектонических гипотез и теорий. Ю.М. Пушаровский активно участвовал в этом процессе обновления фундаментальных положений геологической науки. Вместе с тем он выступил против механистического упрощения тектонических гипотез и реконструкций геологической истории и эволюции конкретных континентальных и океанических областей, против сведения их развития к простым кинематическим схемам перемещений стабильных блоков или плит земной коры и литосферы, подчеркивая необходимость историко-геологического подхода к решению геологических проблем.

Серия работ Ю.М. Пушаровского по тектонике Тихого и Индийского океанов была посвящена обоснованию большой сложности их строения и тектонических процессов, протекавших в этих крупнейших структурах лика Земли. Развивая этот вопрос дальше, Ю.М. Пушаровский показал, что современные океанические области неоднотипны. Например, Тихий океан по тектоническим особенностям, характеру вулканизма, площадному распространению осадков, их типам и рудоносности несопоставим с Атлантическим океаном; оба они резко отличаются от Евразийского океанического бассейна в Арктике, и все три — от Красноморского бассейна. Таким образом, выявляется классификационный ряд океанических структур: супер-, мега-, мезо- и малые океаны, различия между которыми всегда должны учитываться при поисках палеоокеанических структур в складчатых сооружениях континентов. Многие из установленных различий между выделенными категориями океанов, особенно это относится к суперокеанам, объясняются Ю.М. Пушаровским латеральными неоднородностями литосферы.

Идея о латеральных неоднородностях в земной коре и в литосфере в целом, по-разному выраженных, имеющих различное происхождение и влияющих на возникновение и особенности развития разных категорий тектонических структур океанов и континентов, породила новое самостоятельное направление в науках о Земле, предложенное и обоснованное Ю.М. Пушаровским. Эти неоднородности (литологические, петрографические, геохимические, геофизические и др.) свидетельствуют о латеральной изменчивости состава и строения вещества разных оболочек литосферы и могут найти свое отражение как в очень крупных, так и в малых тектонических формах. Высшей формой тектонической неоднородности является глобальная асимметрия Земли, распадающейся на Тихоокеанский и Индо-Атлантический сегменты. Выяснение закономерностей распределения неоднородностей и их происхождения в процессе эволюции Земли послужит важнейшей основой для создания новой тектонической концепции.

Наряду с исследованиями океанического ложа и периокеанических зон Ю.М. Пушаровский не прекращал активно заниматься фундаментальными проблемами континентальной геологии, и прежде всего закономерностями формирования континен-

тальной коры и ее покровно-складчатой структуры. Он участвовал в составлении и научном редактировании новой "Тектонической карты Северной Евразии" (1979 г.), в основе которой лежит принципиально новая легенда, отражающая определенные геохронологические рубежи в формировании континентальной коры этого суперконтинента, и был одним из авторов монографии "Тектоника Северной Евразии" (1980 г.). В этих фундаментальных трудах разработана концепция стадийности формирования континентальной коры в результате структурных и вещественных преобразований коры океанического и переходного типов, выявлены различные механизмы образования континентальной коры и показана решающая роль в этом процессе горизонтальных тектонических перемещений и сгущивания блоков и тектонических пластин земной коры и мантии. В процессе этих работ зародилось учение о тектонической расчлененности литосферы – одно из новых направлений в современном мобилизме, которое Ю.М. Пушаровский очень высоко оценивает и в разработке которого принимает непосредственное участие.

Ю.М. Пушаровский находится в расцвете творческих сил. Его и сейчас отличают неукротимая энергия и поразительная неутомимость, которые являются залогом новых творческих успехов в его научной деятельности.

Этот сборник посвящен 70-летию Ю.М. Пушаровского и включает статьи, написанные его соратниками, друзьями и учениками. Содержание статей отвечает основным научным направлениям, которыми занимается и разработкой которых руководит Юрий Михайлович.

В.Е. ХАИН

## ПРОИСХОЖДЕНИЕ ТИХОГО ОКЕАНА – ПРОБЛЕМА ПРОБЛЕМ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Тихому океану принадлежит особое место в системе Мирового океана и в лике Земли вообще. Он занимает почти целое полушарие и вмещает половину объема всей гидросферы. Существование Тихого океана определяет фундаментальную диссимметрию нашей планеты, о которой писали В.И. Вернадский, Н.С. Шатский, Ю.М. Пушаровский [1972, 1982; Пушаровский и др., 1978] и автор этих строк [1961, 1975]. В своей известной работе "Пра- и неоокеаны" Г. Штилле [1964] противопоставил Тихий океан остальным современным океанам как единственный древний океан. К аналогичному выводу пришли М.В. Муратов [1975], Ю.М. Пушаровский [1972] и автор [1961], в то время как В.В. Белоусов [1975] придерживается другого взгляда, считая Тихий океан таким же молодым, как и остальные океаны. В противоположность этому американские геологи, в частности Ч. Шухерт и Дж.М. Кэй [1955], полагали, что все океаны древние. При этом они основывались на том факте, что, начиная с кембрия, все трансгрессии наступали на Северо-Американский континент со стороны окружающих его в настоящее время океанов – Тихого, Атлантического и Северного Ледовитого. Другим традиционным доказательством древности, полностью справедливым лишь в отношении Тихого океана, является параллельность, конформность простираения складчатых систем обрамления его береговой линии, т.е. так называемый тихоокеанский тип берегов.

Проведенное в 1969–1983 гг. глубоководное бурение с судна "Гломар Челленджер", казалось бы, опровергло представление о древности Тихого океана и подтвердило его молодой возраст, аналогичный возрасту других океанов. Действительно, бурение не обнаружило здесь древней коры; наиболее древние породы, вскрытые скважинами к востоку от архипелага Тонга, являются предположительно оксфордскими. Правда, сохраняются шансы на обнаружение еще более древних образований в Восточно-Марианской котловине, наиболее глубокая часть которой околтурена аномалией М-29 (келловой). Бурение здесь не достигло истинного второго слоя океанской коры, остановившись по техническим причинам в низах мела. Однако размеры этого участка таковы, что вряд ли можно рассчитывать на вскрытие здесь образований существенно древнее юрских.

Между тем геологические доказательства древности Тихого океана остаются неопровергнутыми; к ним теперь добавились и геофизические – палеомагнитные. По палеомагнитным данным для палеозоя, использованным в работе А.М. Городницкого и др. [1978], на месте Тихого океана все время находился океанский бассейн. Согласно основанной на аналогичных данных реконструкции Дж.Д.А. Пайпера [Piper, 1982] для позднего докембрия, континенты в эту эру были объединены в единый суперконтинент Пангея, которому должна была противостоять Панталасса, включавшая современный Тихий океан. К.Ле Пишон и Ф. Хюшон [Le Pichon, Huchon, 1984] показали, что подобное противостояние наблюдалось на протяжении всей фанерозойской истории Земли, причем в периоды существования Пангеи океанское полушарие превосходило по размерам континентальное, а в период распада Пангеи наблюдалась, как и в современную эпоху, обратная картина. Остальные океаны на палинспастических реконструкциях рисуются как апофизы Тихого океана. Это касается, в частности, позднепалеозойско-

раннемезозойских океанов Тетис и Монголо-Охотского, представлявших собой лишь западные заливы Тихого океана. Таким же заливом является в настоящее время море Скотия, а в юре был Колумбийско-Венесуэльский бассейн Карибского моря. Оси рифтинга и спрединга, приведших в позднем мезозое к распаду Пангеи, продвигались также со стороны Тихого океана. Поэтому справедливо утверждение, что Тихий океан – мать всех океанов.

Итак, говорят факты, Тихий океан молодой по своей коре и древний по своей истории<sup>1</sup>. Ключ к разрешению этого противоречия дает изучение офиолитов, широко распространенных по всей периферии Тихого океана: на западе – от Корякии до Тасмании, на востоке – от Аляски до Огненной Земли (в Антарктиде офиолиты пока не обнаружены). При этом мы основываемся на том, что офиолиты представляют собой древнюю кору океанского типа в широком смысле слова, т.е. включая кору окраинных морей и островных дуг. Следовательно, они могут рассматриваться как реликты древней коры Тихоокеанского бассейна, подвергшиеся либо субдукции (и включенные в состав аккреционных призм), либо обдукции (и образующие шарьяжные пластины, надвинутые на более древнюю континентальную кору).

Наблюдается в общем случае закономерное удревление возраста офиолитов по мере удаления от океана. Оно наиболее четко выражено в горах Кламат и Сьерра-Невада в Калифорнии, где возраст офиолитов изменяется в этом направлении от раннемелового–позднеюрского до ордовикского. Примерно таков же диапазон возраста офиолитов у нас в Корякии – от раннемелового в Олюторской зоне до ордовикского (?) в Таловско-Майнской, а также на Аляске. Но наиболее древние офиолиты в настоящее время известны в Юго-Восточном Китае–раннерифейские [Zhang et al., 1984]. Позднерифейские офиолиты выступают на западе Тасмании; венд-раннекембрийские – во Вьетнаме; кембрийские – на юго-востоке Австралии, на Тасмании и в Новой Зеландии; ордовикские, кроме упомянутых районов, – в Передовой Кордильере Аргентины и, вероятно, в Японии. В общем же это указывает на существование Тихого океана в течение не только всего фанерозоя, но и позднего докембрия, начиная с рифея.

Офиолитовое кольцо, окружающее Тихий океан, прерывается, однако, на некоторых участках: в Мексике, к югу от п-ова Калифорния, в Центральных Андах, за исключением Передовой Кордильеры Аргентины. В обоих случаях наиболее вероятным объяснением является полная субдукция более древней коры Тихого океана под материк Северной и Южной Америки, как это выявлено глубоководным бурением у побережья Гватемалы. Третий участок – это окраина Антарктиды; здесь можно предполагать существование офиолитовых поясов под ледовым панцирем.

Исследование наилучшим образом сохранившихся и наиболее изученных вероятных окраин позднерифейской Пацифики в пределах Северной Америки (Кордильеры), Южной Австралии (система Аделаида) и Южного Китая (платформа Янцзы) показало их значительное сходство и вероятную рифтогенную природу [Eisbacher, 1985]. Это привело автора упомянутой работы к предположению, что эти участки соответствуют начальной стадии образования Тихого океана, аналогичной рифтовой стадии развития современной Атлантики. К числу приведенных им примеров можно было бы добавить еще Южное Верхоянье, отделенное от области Тихого океана Охотским массивом. Вне Тихоокеанской области аналогично развивались в эту эпоху Северо-Атлантический (Япетус) и Урало-Охотский пояса, что особенно хорошо видно в Скандинавии [Bjorliken, 1983] и на Урале [Курбачкая, 1985].

Следует, однако, заметить, что по крайней мере в Северной Америке этому этапу перикратонного рифтогенеза предшествовало еще два этапа, начиная со среднего (а в Южном Верхоянье и на Урале с раннего) рифея. В Южной Америке (в Центральных Андах) и Западной Антарктиде, а также в Юго-Восточном Китае уже 1000 млн лет

<sup>1</sup> Рассуждая здесь и дальше о древнем Тихом океане, мы отдаем себе отчет в том, что по конфигурации он мог довольно сильно отличаться от современной Пацифики, совпадая с ней лишь по местоположению.

назад (а в Китае, очевидно, и раньше) существовали условия активной континентальной окраины. На крайнем северо-западе Канадского щита, между Большим Медвежьим и Большим Невольничьим озерами, такие условия возникали еще в конце раннего протерозоя с развитием протогоосинклинали Уопмей, или Коронейшн [Hoffman, 1973]. В Северо-Восточной Австралии в конце раннего протерозоя — раннем рифее развивалась субмеридиональная протогоосинклиналь Маунт-Айза. Любопытно при этом следующее. Как в этих двух регионах, так и позднее в Андах бассейны с океанской или субокеанской корой ограничивались со стороны Тихого океана блоками континентальной коры (массив Арекипа в Перу), т.е. не представляли собой непосредственно окраину Тихого океана, а отделялись от него микроконтинентами — бордерлендами по выражению Ч. Шухерта. Собственно, такая же картина наблюдается в Юго-Восточной Австралии (массив Брокен-Хилл, или Уильяма, к востоку от системы Аделаида и зоны Канманту) и, возможно, в Юго-Восточном Китае. Как подметил Н.А. Божко [1986], это было вообще характерно для развития окраин Тихого океана в позднем докембрии и, по существу, аналогично отделению в фанерозое докембрийского массива Камчатки, Охотоморского массива или массива Хида в Японии.

Приведенные данные склоняют к мысли о возникновении Пацифики уже в конце раннего протерозоя. На это же указывают и факты почти всеобщего осушения континентов к этой эпохе<sup>1</sup> и их соединения в суперконтинент (по палеомагнитным данным, обобщенным Дж. Д.А. Пайпером [Piper, 1982]). Но первое образование Пангеи (Пангея 0) может восходить еще к концу архея, когда впервые возникли крупные массивы зрелой континентальной коры, вероятно слившиеся в единый массив к началу протерозоя, поскольку практически все раннепротерозойские протогоосинклинали заложены уже на континентальной коре в результате ее рифтогенного раздробления и растяжения.

Поэтому мы, по существу, все время оказываемся перед альтернативой: охватывала ли континентальная кора в эпоху существования Пангеи всю Землю и затем подвергалась растяжению с новообразованием океанов вследствие увеличения радиуса Земли, или происходило только перераспределение океанов на стабильной по площади поверхности Земли? Первое предположение, выдвинутое А.И. Гликсоном [Glikson, 1979], в его крайней форме представляется малопримлемым по двум причинам. Во-первых, нам неизвестен механизм быстрого и значительного расширения Земли, поскольку современной физикой не подтверждается предположение об уменьшении гравитационной постоянной со временем, а гипотеза "самопроизвольного" увеличения массы и объема Земли еще больше противоречит физическим законам. Во-вторых, одновременно с рифтогенезом на одних участках современных материков на других участках происходил орогенез в условиях тангенциального сжатия (карельский — в конце раннего протерозоя, байкальский — в конце позднего протерозоя). Тем не менее синхронность, вернее, квазисинхронность широкого проявления рифтогенеза в глобальном масштабе на определенных временных уровнях (в начале протерозоя, в раннем—среднем рифее, в венде—раннем кембрии, ордовике и юре) заставляет допустить небольшое, в размере нескольких процентов, увеличение радиуса Земли, относительно легко объяснимое фазовыми превращениями в мантии в результате накопления внутреннего тепла [Барсуков, Урусов, 1983]. Соответственно должно было происходить увеличение площади Пацифики (Панталассы).

Но если это второе предположение справедливо, то мы возвращаемся к вопросу о том, когда же в конце концов возникла Пацифика и каков был механизм ее образования. Один из возможных ответов на этот вопрос состоит в том, что диссимметрия Земли — ее изначальная черта, связанная с первичной неоднородностью мантии, возникшей еще в процессе аккреции Земли. Именно такова точка зрения Ю.М. Пушаров-

<sup>1</sup> Раннепротерозойские протогоосинклинали, установленные в большом количестве на всех континентах, представляли собой достаточно глубоководные бассейны, судя по четкой дифференциации осадков на шельфовые и батинальные. Поэтому их осушение должно было освободить значительный объем воды. Более ранние всеобщие осушения (предположение Л.И. Салопа [1984]) маловероятны.

ского [1982]. Серьезным подтверждением этой точки зрения является то, что подобная же диссимметрия наблюдается у Луны и других планет земной группы — Марса, Меркурия, которые в своем активном эндогенном развитии остановились на одной из самых ранних по сравнению с Землей стадий.

Вполне разделяя взгляды Ю.М. Пушаровского относительно большой древности Тихого океана в качестве реликта Панталассы, автор все же сомневается в его первичности по двум причинам. Во-первых, трудно допустить первичную неоднородность подобного масштаба, с поперечником в несколько тысяч километров. В.С. Сафронов допускает максимальный размер планетезималей в сотни километров, т.е. на порядок меньше. Во-вторых, уже в процессе аккреции Земля должна была испытать значительный разогрев (возможно, до полного или почти полного расплавления внешних слоев) вследствие соударения планетезималей и выделения (по модели гомогенной аккреции) или продолжающегося формирования (по модели О.Л. Кускова и Н.И. Хитарова [1982]) ядра. Это, в свою очередь, должно было привести к существенному выравниванию первичных неоднородностей, если таковые и существовали.

Остаются два других объяснения происхождения Пацифики. Одно из них предложено А.С. Мониным и О.Г. Сорохтиным [1982]; состоит оно в следующем. Возникновение Пангеи отвечает установлению в мантии одноячейковой конвекции; над нисходящими ветвями этой системы образуется Пангея, над восходящими должен формироваться океан. Как уже отмечалось, первая Пангея возникла в конце архея; некоторые исследователи [Борукаев, 1985] допускают образование суперконтинента еще гораздо раньше, на исходе катархея (около 3,5 млрд лет назад). В принципе это возможно, но нет уверенности в том, что "серогнейсовая" протосиалическая кора имела сплошное распространение в пределах будущих кратонов. От решения этого вопроса зависит и определение возраста Тихого океана согласно данной гипотезе.

Наконец, некоторые работы последних лет заставляют вспомнить об одной из наиболее ранних гипотез — гипотезе Дж. Дарвина—У. Пирринга об образовании Тихого океана на месте шрама, оставленного Луной при ее отделении от Земли. Дело в том, что на последней Лунной конференции в Хьюстоне неожиданный успех выпал на долю гипотезы о происхождении Луны, высказанной еще в 1975 г. У. Хартманом [Hartmann, 1985]. Суть этой гипотезы заключается в том, что Луна образовалась за счет аккреции земного материала, выброшенного при падении на Землю особо крупного астероида. Естественно думать, что Тихий океан мог возникнуть на месте кратера, созданного ударом этого астероида. Это событие могло иметь место лишь на самой ранней стадии существования Земли, ибо оно должно было предшествовать излиянию древнейших лунных базальтов (около 4,2 млрд лет назад) и периоду метеоритной бомбардировки, фиксируемой на Луне в интервале 4,2–3,8 млрд лет назад. Таким образом, по этой концепции Тихий океан должен быть ненамного моложе самой нашей планеты.

Итак, мы все еще довольно далеки от решения проблемы возраста и происхождения Тихого океана. Что касается возраста, то можно констатировать следующее:

- 1) имеются вполне убедительные доказательства существования Тихого океана с конца докембрия (1000–800 млн лет);
- 2) имеются косвенные доказательства существования Тихого океана с конца раннего протерозоя (1900–1700 млн лет);
- 3) можно допустить, что Тихий океан существовал на протяжении всего раннего протерозоя или даже архея.

В отношении происхождения Тихого океана могут серьезно рассматриваться следующие гипотезы:

- 1) изначальное существование вследствие первичной неоднородности Земли;
- 2) образование при разрыве сплошности сиалической оболочки вследствие общего расширения Земли;
- 3) образование при установлении одноячейковой системы внутримантийной конвекции;

4) образование на месте кратера, созданного падением на Землю крупного астероида на самой ранней стадии ее истории.

Нельзя считать исключенной комбинацию третьей и четвертой гипотез: падение астероида могло спровоцировать установление одноячейковой конвекции.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Барсуков В.Л., Урусов В.С.* Фазовые превращения в мантии и расширение Земли // *Природа*. 1983. № 5. С. 16–25.
- Белоусов В.В.* Основы геотектоники. М.: Недра, 1975. 262 с.
- Божко Н.А.* Заложение и развитие подвижных поясов в позднем докембрии // *Закономерности формирования структуры континентов в неогее*. М.: Наука, 1986. С. 187–194.
- Борукаев Ч.Б.* Структура докембрия и тектоника плит. Новосибирск: Наука, 1985. 190 с.
- Городицкий А.М., Зоненшайн Л.П., Мирлин Е.Г.* Реконструкция положения материков в фанерозое. М.: Наука, 1978. 122 с.
- Курбачкая Ф.А.* Формации и палеотектоника Уральской окраины Восточно-Европейской платформы в позднем докембрии: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Л., 1985. 38 с.
- Кусков О.Л., Хитаров Н.И.* Термодинамика и геохимия ядра и мантии Земли. М.: Наука, 1982. 278 с.
- Кэй М.* Геосинклинали Северной Америки. М.: Изд-во иностр. лит., 1955. 192 с.
- Милановский Е.Е.* Некоторые закономерности тектонического развития и вулканизма Земли в фанерозое: (Проблемы пульсации и расширения Земли) // *Геотектоника*. 1978. № 6. С. 3–16.
- Монш А.С., Сорохтин О.Г.* Тепловая эволюция Земли при объемном механизме дифференциации ее недр // *Докл. АН СССР*. 1982. Т. 266, № 1. С. 63–67.
- Муратов М.В.* Происхождение материков и океанических впадин. М.: Наука, 1975. 175 с.
- Пуцаровский Ю.М.* Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 222 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 234).
- Пуцаровский Ю.М.* Крупные неоднородности в строении земной коры и их возможные интерпретации // *Геотектоника*. 1982. № 5. С. 3–16.
- Пуцаровский Ю.М., Козлов В.В., Сулиди-Кондратьев Е.Д.* Тектоническая асимметрия Земли и других планет // *Природа*. 1978. № 3. С. 32–41.
- Салон Л.И.* Тектоника плит в свете геологии докембрия // *Бюл. МОИП. Отд. геол.* 1984. Т. 69, вып. 4. С. 15–31.
- Хаши В.Е.* Происхождение материков и океанов. М.: Знание, 1961. 44 с.
- Хаши В.Е.* Глобальная тектоника // *Будущее науки*. М.: Знание, 1975. Вып. 8. С. 174–186.
- Штилле Г.* Пра- и неоокеаны // *Избр. тр. М.: Мир*, 1964. С. 590–601.
- Bjorlikke K.* Subsidence and Tectonics in Late Precambrian and Palaeozoic sedimentary basins of Southern Norway // *Norg. geol. unders.* 1983. N 380. P. 159–172.
- Eisbacher G.H.* Late Proterozoic rifting, glacial sedimentation and sedimentary cycles in the light of Windermere deposition, Western Canada // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1985. Vol. 51. P. 231–254.
- Glikson A.Y.* The missing Precambrian crust // *Geology*. 1979. Vol. 7, N 9. P. 449–454.
- Hartmann W.K.* Giant impact on Earth seen as the Moon's origin // *Geotimes*. 1985. N 6. P. 1–48.
- Hoffman P.* Evolution of an Early Proterozoic continental margin: the Coronation geosyncline and associated aulacogens of the northwestern Canadian shield // *Phil. Trans. Roy. Soc. London*. 1973. Vol. 273, N 1235. P. 547–581.
- Le Pichon X., Huchon Ph.* Geoid, Pangea and convection // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1984. Vol. 67. P. 123–135.
- Piper J.D.A.* The Proterozoic palaeomagnetic record: the case for the Proterozoic supercontinent // *Ibid.* 1982. Vol. 59, N 1. P. 61–89.
- Zhang Zh.M., Liou J.G., Coleman R.G.* An outline of the plate tectonics of China // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1984. Vol. 95, N 15. P. 295–312.

## ТЕКТОНОТИПЫ СТРУКТУР ОКЕАНА И КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ПАЦИФИКЕ

Разработка проблемы соотношений океанических и континентальных структур ведется в Геологическом институте АН СССР под руководством Ю.М. Пушаровского в течение многих лет. При постановке исследований северо-западная часть Тихого океана и зоны его активной окраины были выбраны в качестве крупного геологического полигона [Пушаровский, 1972; Тектоника..., 1980; Строение дна..., 1984]. Типизация структур всей области представляла собой одну из первоочередных задач этих исследований как основа для суждения о тектонической эволюции и перестройках структур в последние 100 млн лет. Итоги работ, выполненных в Северо-Западной Пацифике, представлены в этой статье. Обсуждение материала проведено в целях ориентации новых геолого-геофизических исследований и выбора объектов работ.

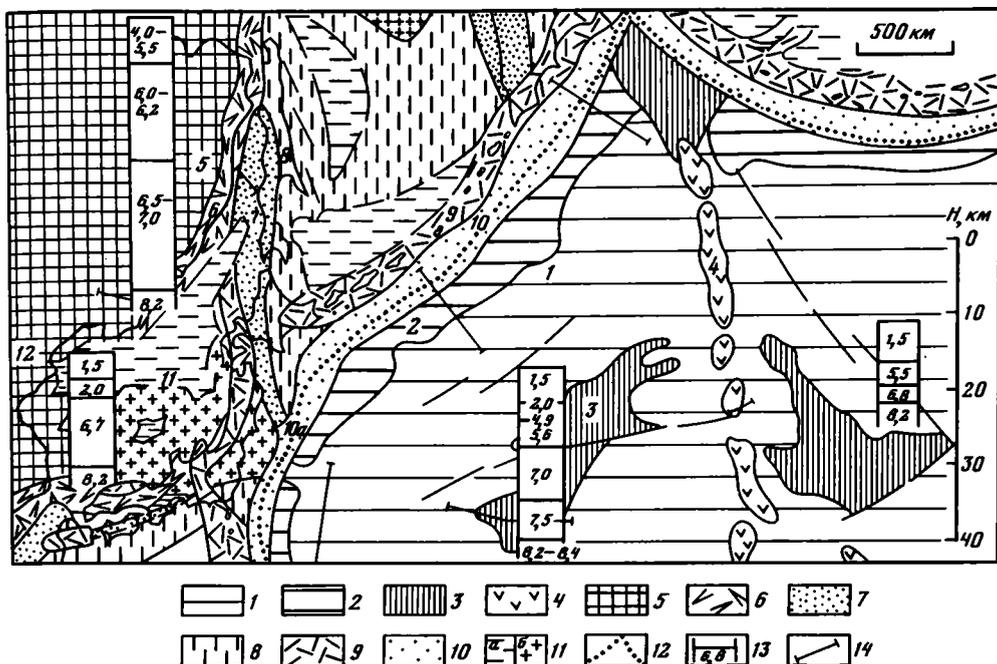
Изучение структур осуществлялось на примере ряда тектонотипов, выбранных на юге Дальнего Востока и в смежной части океана. Подобно стратотипам, которые издавна выделяются стратиграфами, тектонотип был использован при исследовании как эталон для данной группы структурных элементов – достаточно хорошо изученный и несущий их основные черты. Закрепление основных структурных черт в конкретном тектонотипе дает возможность последующего сравнения с ним других структурных элементов, выявления их сходства или существенных различий. Выбор тектонотипов позднемезозойских и кайнозойских структур в пределах Северо-Западной Пацифики в значительной мере определяет и правильность их сопоставления, проводимого нами по ряду признаков: морфологических, палеоэкологических, литологических, петрологических и геофизических [Меланхолина, 1986а].

### СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ОКЕАНА

Северная часть Тихого океана включает разнородные структурные элементы: абиссальные плиты, их краевые валы, древние океанические поднятия с утолщенной корой и молодые наложенные вулканические зоны (см. рисунок). В результате проведения глубоководного бурения и специальных геолого-геофизических работ во время трех рейсов судна "Дмитрий Менделеев" появилась возможность перейти от схематичных модельных построений к достаточно реалистическому представлению о тектонике северо-западной части Тихоокеанской плиты. В основу характеристики океанических структур разного типа было положено комплексное геолого-геофизическое изучение конкретных разрезов коры, использованных в дальнейшем в качестве опорных.

А б и с с а л ь н ы е п л и т ы (котловины) с весьма однородной и жесткой структурой и маломощной земной корой явились эталоном при выработке представлений о литосферных плитах Земли. Их тектонотипом может служить океаническая котловина к западу от возвышенности Шатского, обладающая всеми особенностями структуры и геофизических полей, характерными для мезозойских абиссальных плит [Строение дна..., 1984]. Профили НСП показывают значительную выдержанность осадочных горизонтов и простоту структуры на северо-западе Тихого океана. По ряду скважин здесь изучен разрез осадков от берриасовых или валанжинских до современных, сравнительно маломощный (200–400 м) и неполный, со сменой вверх кремнисто-известковых пород кремнистыми и глинистыми илами [Initial reports..., 1971–1975]. Такая смена отвечает общему океаническому погружению, выявляемому также и по палеоэкологическим данным.

Расположение полосовых магнитных аномалий от М-26 до М-1 и СL может соответствовать последовательному наращиванию океанического дна к северо-западу с форми-



#### Тектонотипы структур Северо-Западной Пацифики

1–4 – структуры Тихоокеанской плиты: 1 – абиссальные плиты (котловины), 2 – краевые валы, 3 – океанические поднятия, 4 – наложенные вулканические зоны; 5–11 – структуры Евразийской плиты: 5 – континентальные области, 6–8 – система меловой активной окраины (6 – вулканические поднятия, 7 – терригенные прогибы, 8 – зона позднемеловой обдукции), 9–11 – система кайнозойской активной окраины (9 – вулканические островодужные поднятия, 10 – терригенные прогибы-желоба, 11 – зоны деструкции окраинных морей (а – глубоководные котловины, б – останцы "гранитного" слоя); 12 – современная граница океанической и континентальной плит; 13 – типовые разрезы коры с указанием величины  $V_p$  (км/с); 14 – расположение опорных профилей ГСЗ

Тектонотипы (цифры на схеме): 1 – тектонотип абиссальной плиты в Северо-Западной котловине, 2 – вал Зенкевича, 3 – поднятие Шатского, 4 – Императорская вулканическая зона, 5 – Сихотэ-Алиинская область континентальной коры, 6 – вулканическое поднятие востока Сихотэ-Алиня, 7 – Западно-Сахалинский прогиб, 8 – Восточная офиолитовая зона Сахалина и Хоккайдо, 9 – Курило-Камчатская островная дуга, 10 – Курило-Камчатский желоб, 10а – Японский желоб, 11 – зоны деструкции Японского моря, 12 – зона дробления континентальной коры

рованием в конце юры и неокоме полосы океанической коры шириной около 150 км, с ускорением корообразования в апт-альбское время [Larson, Chase, 1972; Hilde et al., 1976; Engebretson et al., 1985]. Имеющиеся данные ГСЗ определяют мощность коры на абиссальной плите в 5–8 км [Зверев, Капустян, 1980; Строение дна..., 1984; Asada, Shimamura, 1976]. Спокойный характер аномального гравитационного поля свидетельствует о значительной выдержанности мощностей. Средняя скорость в коре составляет 6,5 км/с. Наблюдающиеся вариации скоростных характеристик II слоя обусловлены, скорее всего, изменением его состава: увеличением или уменьшением роли осадочных прослоев и интрузивных долеритовых тел, происходящим на сравнительно коротких расстояниях, как это можно предполагать для участка профиля ГСЗ № 24. Результаты детальных работ на этом профиле характеризуют особенности земной коры в районе тектонотипа.

Сопоставление сейсмических данных с вещественным составом коры проведено нами восточнее, в зоне Императорского разлома. Изученный коровый разрез предлагается использовать как опорный для абиссальных плит [Рудник и др., 1984]. Здесь в составе II слоя коры ( $V_p = 5,5$  км/с) установлено распространение пиллоу-лав абиссальных толеитовых базальтов до глубины 1,5 км, а ниже – интрузивных долеритовых

тел вплоть до глубины 2,5 км. Породы III слоя ( $V_p = 6,8$  км/с) представлены габброидами. Близость составов габбро и долеритов, их совместное залегание в коре, а также наблюдаемый на профилях многоканального МОВ постепенный переход от II к III слою [Houtz et al., 1980] позволяют предположить наличие дайкового или силлового комплекса в верхах разреза габброидов. Резкий скачок плотности среды на границе М, скорее всего, может отвечать смене состава — появлению в мантии ультраосновных пород. Такие породы были получены при драгировании из нарушенного разреза в зоне разлома Клариян [Меланхолина и др., 1983].

Особенности строения и вещественного состава коры, изученные в опорном Императорском разрезе, оказываются характерными и для разрезов других абиссальных участков в северо-западной и центральной частях Тихого океана, а также для разреза зоны разлома Хесса, опорного для молодой спрединговой зоны [Рудник и др., 1984]. Близость разрезов зон разломов Императорского и Хесса свидетельствует о несомненном сходстве позднемезозойского океанического корообразования с современным, происходящим на Восточно-Тихоокеанском поднятии. Картина магнитных аномалий на северо-западе Тихого океана показывает сложную конфигурацию мезозойской спрединговой системы — первичную или усложненную последующими движениями.

При сопоставлении опорных разрезов с данными по другим структурам выявляется ряд особенностей формирования и преобразования океанической коры в мел-кайнозойское время. Наши геологические работы в зонах разломов Меррей, Клариян и Нова показали значительную нарушенность океанической коры и верхов мантии по сравнению с опорным Императорским разрезом. Сейсмические исследования свидетельствуют о расчлененности мантии вплоть до глубины 250 км [Asada, Shimamura, 1976]. Имеющиеся данные об анизотропии упругих свойств мантии, о ее уплотнении и повышении скоростей до 8,6–9,0 км/с [Зверев, Капустян, 1980; и др.] могут отвечать сжатию и напряженному состоянию мантийного материала на северо-западе Тихого океана. Таким образом, даже монолитные и жесткие структуры абиссальных плит подвержены значительному напряжению, внутренним деформациям и расслаиванию. Их реологические особенности оказываются отличными от простой физической модели тектоники плит.

Краевые океанические вала представляют собой особенно сильно деформированные и приподнятые края литосферной плиты. В их пределах обнаруживается продолжение абиссальных структур с характерными особенностями рельефа, геофизических полей, строения осадочного покрова. На валу Зенкевича, выбранном в качестве тектонотипа, структура края литосферной плиты получает наиболее четкое морфологическое выражение с резкой поперечной асимметрией. Сейсмическими исследованиями в пределах вала установлено утолщение коры на 2–5 км [Строение земной коры..., 1964]. Серия надвигов, наблюдаемых на профилях МОВ ОГТ [Бондаренко и др., 1977], может свидетельствовать о сжатии в верхних горизонтах коры с сокращением их площади и иногда сдвиганием в разрезе. Появление высокоскоростных образований отвечает сжатию в подошве коры, а повышение скоростей на границе М — сжатию и уплотнению в мантийных породах краевой части плиты. Участок профиля ГСЗ № 24 удачно отражает структуру коры в районе тектонотипа.

Картина гравитационных аномалий на краевом валу и склоне глубоководного жолоба, опущенное положение подводной горы Сысоева (Эримо) отвечают, по-видимому, общему погружению плиты под окраину континента. При сравнении меловых фаунистических остатков с горы Сысоева и из прилежащих районов Японии намечается тектоническое сближение океанических и континентальных структур. Этому соответствует и торцевое сочленение мезозойских магнитных аномалий со структурами Японской континентальной окраины.

Древние океанические поднятия могут быть рассмотрены на примере тектонотипа поднятия Шатского, сформировавшегося в титонское время. Поднятие Хесса и цоколь поднятия Мид-Пацифик были образованы в альбское время, цоколь Гавайского поднятия, по-видимому, в позднем мелу и поднятие Обручева — в мааст-

рихте. Все зоны поднятий обладают сходными чертами, выделяясь на абиссальном фоне по морфологическим характеристикам, особенностям осадочного слоя, вещественному составу и строению коры и по ее повышенной мощности. Осадки I слоя имеют на поднятиях кремнисто-карбонатный состав, бóльшие мощность (около 1000 м) и полноту разреза, чем на абиссальных плитах. По общему стратиграфическому объему разрезы поднятий и смежных абиссальных плит оказываются идентичными. При анализе литологических и палеоэкологических данных выявляется более высокое (на 1–1,5 км) по сравнению с абиссальными плитами батиметрическое положение поднятий, определившееся еще до начала осадконакопления и излияния базальтоидов верхней части II слоя [Строение дна..., 1984]. Образованию поднятий в рельефе дна отвечало, вероятно, и формирование глубокого "корня" с повышением мощности коры в 3 раза по сравнению с абиссальными разрезами.

Профили ГСЗ, полученные на поднятиях Шатского и Хесса, свидетельствуют о возрастании мощности коры до 20 км и более, происходящем за счет утолщения всех ее слоев и появления в низах мощного высокоскоростного горизонта ( $V_r = 7,3–7,8$  км/с [Строение дна..., 1984]). Такое возрастание мощности и повышение сейсмических скоростей в коре хорошо прослеживаются в районе тектонотипа по южному субширотному профилю [Den et al., 1969]. Средние скорости в коре здесь повышены по сравнению с абиссальными разрезами до 7,2 км/с.

Вещественный состав верхов коры наиболее полно охарактеризован на поднятии Хесса. В северной его части, в скв. 464, породы II слоя представлены абиссальными толеитами [Initial reports..., vol. 62, 1981]. Более молодые вулканы на юге поднятия относятся к щелочно-базальтовой серии. Здесь нами изучен опорный разрез верхов II слоя (с  $V_r = 3,9$  км/с), представленный щелочными базальтами, гавайитами и муджиеритами, мощностью 2 км. Из самой верхней части разреза, пройденного скв. 465, были получены трахиты. В целом характер магматических серий на поднятиях Хесса и Шатского и их скоростные разрезы типичны для океанической коры. Мощности коры на поднятиях аномальны для океана.

Специфика условий формирования таких поднятий в океанической коре составляет предмет дискуссии. Предположение об их образовании на участках тройного сочленения в мезозойской спрединговой системе ([Larson, Chase, 1972] и более поздние работы) дает удовлетворительное объяснение геометрической картины полосовых магнитных аномалий на северо-западе Тихого океана. Однако существенные факты, полученные при изучении тектонотипа, противоречат предполагаемому образованию поднятий в условиях растяжения и спрединга. Это повышенная мощность коры, не характерная для зон растяжения, ее скоростная структура, а также длительная магматическая активность с генерацией высококодифференцированных серий.

По аналогии с палеоокеаническими зонами, изученными на суше, мы предполагаем, что океанические поднятия образованы в результате сжатия и скучивания литосферного материала. Многочисленные дискретные отражающие границы в коре и частое проявление дифракций, установленные на поднятии Шатского по данным МОВ ОГТ [Коган, 1981], могут отвечать наличию субгоризонтальных тектонических срывов и многократному повторению литопластин в коровом разрезе. Образование мощного "корня" поднятия из высокоскоростных пород может быть связано со смешиванием в разрезе коровых и мантийных пластин. Признаки внутренних деформаций, скучивания материала и повышения мощности коры в пределах поднятий свидетельствуют об их определенной общности с зонами краевых валов. Бóльшая интенсивность скучивания на поднятиях определила появление здесь значительных тектонических неоднородностей, последующее длительное развитие эффузивного и интрузивного магматизма. Торцовые соотношения мезозойских магнитных аномалий Гавайской и Японской систем в районе поднятия Шатского, наличие южнее магнитного изгиба могут отвечать предполагаемому скучиванию и тектоническому совмещению различных участков океанической плиты. Зоне концентрации напряжений соответствуют изометричные магнитные аномалии, изученные на самом поднятии. Наибольшая пластичность и мобильность тихоокеанской

литосферы (с образованием структур поднятий) проявилась в позднемезозойское время, особенно в середине мела.

Наложённые вулканические зоны могут быть охарактеризованы на примере тектонотипа, выбранного в Гавайско-Императорской цепи. Возрастные датировки вулканитов и осадков позволяют проследить последовательное омоложение зоны по направлению к югу и затем к юго-востоку — с палеоцена до современности [Initial reports..., vol. 55, 1980; Jackson, 1976]. На всем протяжении цепи возраст пород II слоя оказывается более молодым, чем в прилегающих структурах, относящихся на участке Императорской зоны к абиссальной плите, в Гавайской зоне — к поднятию. С элементами поднятия Хесса, с системой мезозойских магнитных аномалий намечаются секущие взаимоотношения. Вулканическая зона в целом представляет собой, несомненно, молодую наложенную структуру. Осадки на подводных горах обычно маломощны (менее 100 м); несколько более мощный и полный разрез скв. 433 на горе Суйко дает важную информацию как о палеоглубинах, возраставших в течение кайнозоя, так и о палеоклиматах, характеризовавшихся постепенным похолоданием.

Породы II слоя представлены островными толеитами и, выше, образованиями щелочной серии: щелочными базальтами, гавайитами, муджиритами, бенморейтами и трахитами. Опорный разрез коры Императорской зоны может быть составлен в районе подводной горы Оджин по данным скв. 430 и профиля ГСЗ [Den et al., 1969]. С накоплением вулканитов II слоя здесь связаны как некоторое увеличение общей мощности коры, так и снижение в ней средних скоростей по сравнению с абиссальными разрезами. Однако относительно небольшие масштабы наращивания мощности коры в Императорской зоне (до 10 км) и датировки вулканических пород свидетельствуют о весьма кратковременной активности каждого из вулканов. Этому соответствует характер базальтового магматизма с относительно малой ролью собственно щелочных пород и умеренным накоплением летучих, а также отсутствие малоуглубинной магматической камеры, установленное для вулкана Килауэа [Ellsworth, Koyanagi, 1977].

Нелинейные вулканические зоны в районе Маркус—Уэйк и на поднятии Мид-Пацифик и обособленные подводные горы по характеру вулканизма сравнимы с Гавайско-Императорской цепью. Массовое проявление внутриплитного магматизма на северо-западе Тихого океана и его незакономерное распределение по площади представляются несовместимыми с идеей о существовании локальных "горячих точек" в мантии. При обсуждении причин образования линейных Императорской и Гавайской зон наиболее обоснованными кажутся представления об их связи с разломной трещиной в литосфере, разраставшейся в длину по мере перемещения плиты [Jackson, 1976]. Возможность образования подобных разломных зон на северо-западе Тихого океана появилась в палеогене в результате приобретения океанической корой достаточной жесткости и хрупкости.

Неоднородность Тихоокеанской плиты весьма определенно устанавливается при сравнении ее элементов, обладающих различной плотностью и вязкостью литосферного материала, различной внутренней нарушенностью и прочностью. Наибольшей жесткостью характеризуются абиссальные плиты. Но и в них обнаруживаются признаки глубинных тектонических деформаций и напряженного состояния, которые нарастают в полосе, пограничной с континентом, и особенно в пределах океанических поднятий. В каждом из тектонических элементов материал дислоцируется дисгармонично, по границам их возникают крупные нарушения — такие, как на поднятии Шатского или Хесса. Наличие внутриплитных дислокаций в абиссальных участках, а также ранняя история поднятий, связанная с тектоническим сгущиванием, свидетельствуют о большой мобильности литосферного материала в мезозойское время. Образование в кайнозое крупных разломов, пересекающих участки как абиссальных плит, так и поднятий, заложение линейной Императорской вулканической зоны отвечают уже большей жесткости литосферы и определенному единству Тихоокеанской плиты.

Имеющийся сейсмический материал пока не дает возможности проследить подошву литосферы как реальную физическую поверхность, отвечающую нижнему ограничению

Тихоокеанской плиты. Вместе с тем появляется все больше данных, позволяющих предполагать расслоение литосферы северо-западной части океана на отдельные, сравнительно тонкие литопластины с перемещением их по субгоризонтальным поверхностям срыва, происходящим на разных глубинных уровнях. Такая расслоенность литосферы создает в ней вертикальные неоднородности, а совмещение различных структурных элементов — крупные горизонтальные неоднородности.

Выводы о неоднородности и внутренней мобильности тихоокеанской литосферы, несомненно, противоречат представлениям тектоники плит [Пущаровский, 1986]. Вместе с тем определенная общность изученных океанических структур и обособленность в развитии от континентальных областей Евразии позволяют рассматривать их в составе единой Тихоокеанской литосферной плиты. Основная часть ее объема образована абиссальными плитами (котловинами). Последовательный коровый разрез в зоне Императорского разлома мощностью до 6 км может быть принят за эталонный для древней части Тихоокеанской плиты.

## СТРОЕНИЕ КОНТИНЕНТА И ЕГО АКТИВНОЙ ОКРАИНЫ

На северо-востоке Азиатского континента установлена существенная разнородность строения с наличием областей и отдельных фрагментов с корой дорифейского, позднепалеозойского и позднемезозойского возраста [Тектоника..., 1980]. Последовательное наращивание коры характеризует ход конструктивного процесса в восточной части континентальной плиты Евразии. Хребет Сихотэ-Алинь можно рассматривать как тектонотип областей позднемезозойской континентальной коры. Здесь время основного проявления складчатых деформаций, гранитоидного магматизма и, вероятно, метаморфизма на глубине определяется как раннесеонское. Скоростной разрез Сихоте-Алиня по данным ГСЗ [Аргентов и др., 1976] отражает конечный результат формирования коры. Возрастание мощности коры в 5–6 раз по сравнению с океанической (до 36–39 км), формирование комплекса, отождествляемого с "гранитно-метаморфическим" слоем ( $V_r = 6,0$  км/с), характеризуют процесс преобразования океанической коры в континентальную, происходящий на границе с Тихим океаном.

**Система меловой континентальной окраины** включала парные структуры вулканического поднятия восточной части Сихотэ-Алиня и Западно-Сахалинского прогиба, а также морской бассейн в их тылу. Эти структуры, сходные с элементами современных активных окраин, были изучены нами в качестве тектонотипов [Меланхолина, 1973, 1986а].

Вулканическое поднятие восточной части Сихотэ-Алиня характеризуется присутствием в коровом разрезе мощного комплекса меловых вулканитов (5 км) и комагматичных им гранитоидов. Их формирование происходило сначала в условиях островной дуги (альб-турон), позднее — на окраине новообразованного континента (до палеоцена). Палеовулканы сопоставимы по своему строению и длительности существования с вулканическими постройками Камчатки и Курил. Сходство меловой вулканической зоны с ее современными аналогами дополняется присутствием на востоке Сихотэ-Алиня (в "Прибрежном антиклинории") выступов более древних пород, как и во внешней зоне двойных островных дуг.

Во всей вулканической зоне Восточно-Азиатского пояса повторяется ряд особенностей, выявленных в районе тектонотипа. Строение вулканических разрезов в разных звеньях пояса уже достаточно изучено, установлена значительная изменчивость в соотношении пород различной кислотности [Белый, 1977; Ветренников, 1976; Заборовская, 1978; Филатова, 1984; Ichikawa et al., 1968; и др.]. Однако сходство магматических трендов, принадлежность подавляющей части пород к известково-щелочной серии доказаны на всем простирании Восточно-Азиатского пояса. Преобладающую роль в разрезе повсеместно играют континентальные образования: игнимбриты, агломератовые туфы и туфобрекчии, мелкообломочные туфы, реже — лавы, туфопесчаники и туфоалевролиты, иногда — тонкие пелловые туфы озерного происхождения, череду-

ющиеся с угленосными пачками. Нижняя часть разреза сложена в ряде мест островодужными образованиями, напоминающими "зеленые туфы" Японии и Курил.

Проработка аналитического материала и сравнение меловых пород с кайнозойскими островодужными образованиями показывают их несомненное сходство [Меланхолина, Молчанова, 1977]. Наиболее представительными являются петрологические данные по охотско-чукотскому звену вулканического пояса. Здесь особенно близки к островодужным комплексам юрско-нижнемеловые породы Кони-Тайгоносской зоны, отвечающие палеодуге [Некрасов, 1976; Заборовская, 1978]. В более молодых континентальных вулканитах происходит возрастание роли калия и снижение известковистости. Значительная выдержанность состава магматических серий характеризует особенности корообразования на континентальной окраине в меловое и кайнозойское время. Развитие известково-щелочного эффузивного и интрузивного магматизма и метаморфизма на глубине может рассматриваться как основной фактор в генерации "гранитно-метаморфического" слоя на востоке Азии [Пейве и др., 1984]. Современная мощность осадочно-эффузивного и "гранитно-метаморфического" слоев на востоке Сихотэ-Алиня составляет порядка 20 км. Общая длительность магматических проявлений определяется в 50 млн лет, а время существования островодужной зоны около 15–20 млн лет.

Мел-кайнозойские терригенные прогибы на востоке Азии повсеместно сочетаются с вулканическими поднятиями. Заложение этих зон было, по-видимому, близко по времени, как это отмечено в районе тектонотипа. Для Западно-Сахалинского прогиба обособление в общей структуре установлено в альб-сеноманское время. Меловой осадочный разрез включает значительный объем флишоидных и глинистых отложений с возрастанием роли грубообломочного материала и увеличением общей мощности от 5 до 10 км в северном направлении. Заключение по палеоэкологии бентосных фораминифер позволяют оценить палеоглубины в прогибе как батинальные и абиссальные, сходные с современными тихоокеанскими [Туренко, 1973, 1977]. Существование такого некомпенсированного прогиба, отвечавшего палеожелобу, устанавливается от альба до турона (на юге – дольше). В конце мела происходит быстрая компенсация. Палеогеновые отложения (до 3 км) отличаются повышенной ролью грубообломочных и угленосных образований, накопившихся в условиях перекompенсации прогиба.

Проведенное сравнение показало близкое сходство мел-кайнозойских терригенных прогибов в обрамлении Тихого океана [Меланхолина, 1973]. В их разрезах терригенные и глинистые породы образуют однородные пачки или пачки переслаивания, нередко имеющего в нижних горизонтах ритмичный характер. Распространены мощные, существенно глинистые толщи с присутствием кремнисто-глинистых пород и прослоев известняков. Характерны признаки постоянной тектонической подвижности в прогибах и близости островодужной зоны. В краевых частях прогибов нередко фиксируется появление параллических молассоидных образований. Устанавливается, что в меловое время глубоководные терригенные прогибы (палеожелоба) развивались как структуры, парные с поднятиями вулканического пояса.

Основные элементы позднемезозойской континентальной окраины сохранились почти ненарушенными в современной структуре. Профили ГСЗ 19-3, 28, 30-3 и другие [Глубинное..., 1971; Тулина, 1976] показывают прямое соответствие рельефа границы М зонам вулканического поднятия и прогиба-палеожелоба, подобно их современным аналогам. Такое подобие позволяет понять и тектонический смысл крупного разлома в фундаменте Западно-Сахалинского прогиба. Возможно, этот разлом представляет собой элемент древней сейсмофокальной зоны, определившей заложение и длительное развитие прогиба, а также сжатие, уплотнение и тектоническое расслаивание в породах фундамента с совмещением корово-мантийных пластин и повышением сейсмических скоростей (до 7,4 км/с в низах коры, до 9,0 и 9,4 км/с на границе М). Погружению фокальной зоны в сторону материка отвечает расположение сихотэ-алинского звена вулканического пояса.

Во всей системе позднемезозойской континентальной окраины Западно-Сахалинский прогиб и другие палеожелоба выделяются наиболее длительным унаследованным

прогибанием, сохранившимся доныне напряженным состоянием литосферного материала в древней сейсмофокальной зоне и общим характером корового разреза с относительно малой ролью "гранитно-метаморфического" слоя (от 5 до 10–12 км). Слабому развитию этого слоя в прогибах-палеожелобах соответствует и незавершенность формирования складчатой структуры. Длительно фиксированное положение палеожелобов (до 100 млн лет) отвечает важнейшей структурной линии, связанной с субдукцией по границе мелового континента и океанической плиты.

Процесс магмогенерации над зоной субдукции завершился значительно раньше, чем прогибание в палеожелобах (см. выше). Существование палеоструктуры задугового морского бассейна на месте "Главного Сихотэ—Алинского синклиория" оказывается наиболее кратковременным, синхронным развитию палеодуги (порядка 20 млн лет). Былая конфигурация бассейна не ясна. С его замыканием в начале сенона были связаны общее сжатие структур, интенсивный андезитовый магматизм и формирование зрелой континентальной коры в Сихотэ-Алине.

Зона позднемеловой обдукции прослеживается перед фронтом палеожелобов. Здесь оказываются тектонически совмещенными океанические и отчасти островодужные образования верхнего палеозоя—мезозоя; меланократовые породы комплекса основания нередко выведены на поверхность [Пушаровский и др., 1984]. В качестве тектонотипа зоны могут быть рассмотрены офиолитовые пояса Восточного Сахалина и Хоккайдо, включающие тектонизированный метаофиолитовый комплекс и корневые зоны покровов, расположенные восточнее, на участках фронтального надвига пояса Хидака и Восточно-Сахалинской магнитной аномалии. В поясе Хидака в поверхностных выходах представлен последовательный метаофиолитовый разрез океанической коры Хоккайдо [Тектоника..., 1980; Hashimoto, 1975]. Выведение его на поверхность могло быть связано со скучиванием мелового времени в полосе краевых валов, с последующей обдукцией материала на континентальную окраину, происходившей в сравнительной близости от зоны субдукции. В целом расположение корневых зон офиолитовых поясов маркирует важную структурную линию (сутуру), проходящую по периферии Тихого океана восточнее зоны меловых палеожелобов.

Предполагаемая обдукция и скучивание литосферного материала на востоке Сахалина и Хоккайдо послужили, вероятно, определяющим фактором наращивания коры. Масштабы магматических проявлений позднемезозойского времени были здесь ограничены по сравнению с Восточно-Азиатским вулканическим поясом. Вместе с тем верхнемеловой вулканогенно-кремнистый комплекс (5–6 км или больше) несет целый ряд признаков островодужных образований. В его составе, кроме основных, появляются также средние и кислые вулканы, получают распространение олистоострововые образования, намечается значительная фациальная изменчивость толщ [Гранник, 1978; Разницын, 1982; Рождественский, 1983]. Аналитические данные свидетельствуют о преобладании среди вулканических островодужных толеитовых базальтов. Локально распространенные на юге образования дифференцированной серии (кампан) близки к известково-щелочным, но отличаются от одновозрастных пород Сихотэ-Алиния повышенной щелочностью и низким содержанием титана. Образование сложной покровной структуры на востоке Сахалина и Хоккайдо со срывами на разных глубинных уровнях и обдукцией на континентальную окраину происходило в основном в конце мела — начале палеогена [Разницын, 1982; Рихтер, 1986].

Окончательная консолидация структур на юге Дальнего Востока, отмирание меловой континентальной окраины относятся к началу палеогена. Отмеченная зона обдукции перед фронтом меловых палеожелобов явилась ареной континентального корообразования. В современной структуре пояса Хидака метаофиолитовый комплекс отвечает низам корового разреза. Восточнее обнажены глубинные метаморфические породы "гранитного" слоя, сформированного в палеогене. Современная мощность этого слоя определяется на востоке Сахалина в 12–18 км. Общий план палеогеновых структур, пограничных с океаном, а также способ формирования континентальной коры были отличны от присущих активным окраинам, как это выявляется при изучении тектонотипа.

**Система кайнозойской активной окраины** изучена по тектонотипам, располагающим в районах Японии и Курил. Развитие парных структур дуга—желоб, генерация известково-щелочных магм над зоной субдукции, формирование здесь "гранитного" слоя могут изучаться как современный процесс.

Вулканическая островодужная зона Камчатки и Курил характеризуется распространением комплекса вулканитов от олигоценых до современных [Сергеев, 1976; Стрельцов, 1976; Пискунов, 1984; и др.]. Она включает отрезки с различной зрелостью "гранитно-метаморфического" слоя ( $V_r \leq 6,0$  км/с). От центральной части дуги к ее флангам происходит увеличение мощности эффузивно-осадочного и "гранитно-метаморфического" слоев, а также ряд закономерных изменений в строении вулканической зоны, показывающих, что на флангах она приобретает черты типичного окраинно-материкового пояса. Молодой вулcano-плутонический комплекс Камчатки и Хоккайдо оказывается близок к образованиям мелового Восточно-Азиатского пояса на основном этапе его развития. Вулканический комплекс Курил сопоставим с породами начального островодужного этапа развития мелового пояса. Японская дуга обладает чертами, переходными между двумя крайними типами вулканических зон.

Общие особенности островодужного комплекса сохраняются постоянными во всем поясе вулканических поднятий на периферии Тихого океана. Его возрастной объем — от эоцена или олигоцена до современности; в составе сочетаются наземные и морские вулканические и вулканогенно-осадочные образования со значительной фациальной изменчивостью, с общим преобладанием пирокластов, мощностью порядка 5 км. С вулканитами тесно связаны комагматичные им интрузивы гранитоидов. Наблюдаемые изменения островодужного комплекса, различная степень "континентальности" разных отрезков пояса вулканических поднятий характеризуют разнообразие тектонических обстановок в области современных конвергентных границ Тихого океана.

При изучении тектонотипов глубоководных желобов — Курило-Камчатского и Японского — выявляются показатели их постоянной тектонической подвижности: мелкофокусная сейсмичность, значительная тектоническая расчлененность, многочисленные конседиментационные нарушения осадков в макро- и микромасштабах. Осадки желобов (от верхнеолигоценых до современных, мощностью до нескольких километров) — гемипелагические, глинисто-алевритовые и диатомово-глинистые, с присутствием турбидитов, обилием островодужного материала, углистого детрита и переотложенной мелководной микрофауны. Данные бурения и профили многоканального МОВ в Японском желобе [Initial reports..., vol. 56, 57, 1980] позволяют проследить осадочные горизонты между так называемым преддуговым бассейном и внутренним склоном желоба, представляющими собой элементы единого прогиба. Характер осадочного разреза в этом прогибе, признаки нарушений в осадках, данные по палеоэкологии бентосной микрофауны сопоставимы с отмеченными для альб-туронских отложений Западно-Сахалинского прогиба. Заложение Японского желоба и островной дуги могут рассматриваться как близкие по времени события (поздний олигоцен).

Отмеченные особенности оказываются характерными для гемипелагических осадков Курило-Камчатского и других глубоководных желобов. Состав и мощность осадков всегда зависят от характера и размеров питающей суши. Основная масса материала осаждается на внутреннем склоне желоба. Осадочный клин у основания внутреннего склона обычно образован этим материалом, подвергшимся наиболее интенсивным дислокациям, с уплотнением и дроблением пород, тектоническим совмещением и повторением элементов осадочного разреза.

Строение коры в Курило-Камчатской дуге и желобе, прямое соответствие рельефа границы М тектоническому рельефу отражены на серии профилей ГСЗ [Строение земной коры..., 1964]. Наиболее детальная система наблюдений на профиле 7-0-34 вблизи Камчатки может быть использована как опорная [Тулина, 1976]. На основе сейсмических данных в фундаменте прогиба Курило-Камчатского желоба, непосредственно под осадками, можно предполагать тектоническое совмещение пород "гранитного" слоя с высокоскоростными ( $V_r = 6,8$  км/с) меланократовыми образованиями "базальтового"

(или III) слоя, а также сжатие, уплотнение и напряженное состояние мантийных пород ( $V_r$  до 9,4–9,6 км/с), подобные отмеченным для Западно-Сахалинского прогиба. Нарастание интенсивности дислокаций коровых и мантийных пород под внутренним склоном желоба связано, предположительно, с выходом на поверхность сейсмофокальной зоны – границы континентальной и океанической плит.

При изучении Курило-Камчатской сейсмофокальной зоны была установлена картина деформаций, не отвечающая модели простого погружения на конвергентной границе плит [Балакина, 1979 и др.; Болдырев, 1985]. Можно предполагать, что механизмы землетрясений – как глубоких и промежуточных, так и поверхностных – определяются не пограничным трением, а хрупкими деформациями внутри погружающейся плиты, а отчасти и в островодужной литосфере. Ослабление сейсмической активности с глубиной соответствует, скорее всего, увеличению роли пластических деформаций. Повышение прочности и упругости материала и возрастание сейсмической активности в верхней части фокальной зоны, выявленное здесь действие субгоризонтального сжатия отражают в первую очередь не погружение Тихоокеанской плиты, а столкновение двух плит и сжатие на их контакте, как это подчеркивалось Ю.М. Пушаровским [1986].

Поперечная ориентировка сжатия в литосфере на всем протяжении островной дуги представляет собой несомненное доказательство активного перемещения ведущего края континентальной плиты вкост простирания, с постепенным поворотом фланговых частей дуги и выполаживанием здесь наклона фокальной зоны, с продольным растяжением в районе Центральных Курил. Сложное поле напряжений в глубоких частях фокальной зоны, с проявлением поперечных растяжений в ряде мест, с образованием сбросов и сдвигов, выявлено глубже контакта двух сходящихся плит. Вариации в ориентировке напряжений, наблюдаемые по простиранию фокальной зоны, могут быть обусловлены различием реологических свойств материала погружающейся плиты, более молодой на северном фланге зоны, а также направлением перемещения плиты, поперечным по отношению к островной дуге на севере и диагональным – на юге. Область генерации островодужных магм, скорее всего, связана с клином низкоскоростной и низкооборотной мантии, выявленным на промежуточных глубинах непосредственно выше фокальной зоны [Болдырев, Кац, 1982; Sacks, Okada, 1974]. Длительность развития магматического процесса и генерации "гранитно-метаморфического" слоя в Курило-Камчатской дуге составляет 20–30 млн лет.

Для эволюции системы континентальной окраины как на позднемезозойском этапе, так и в кайнозое восстанавливается сходная последовательность тектонических событий, включающих: 1) сжатие и корообразование, 2) затем деструкцию и раздвиг в коре с общей перестройкой структурного плана, 3) последующее формирование "гранитного" слоя в островной дуге над новой зоной субдукции, 4) окончательное становление континентальной коры после замыкания задугового бассейна, 5) одновременное или более позднее скучивание перед фронтом глубоководных желобов [Меланхолина, 1986б]. Последовательные этапы корообразования могут быть изучены в районах тектонотипов на примере следующего ряда структур: Центральные Курильские острова – Южные и Северные Курилы – фланговые части островной дуги (Камчатка) – область зрелой континентальной коры в Сихотэ-Алине. На современной континентальной окраине ход конструктивного корообразующего процесса еще далеко не завершен. Мощности эффузивов и "гранитного" слоя в островной дуге составляет всего несколько километров (до 8–9 км). В окраинных морях продолжается развитие деструкции континентальной коры.

Особенности зон деструкции были изучены на примере Охотского и Японского морей [Тектоника..., 1980; и др.]. Японское море рассматривается нами как тектонотип в силу выразительности его деструктивной структуры и весьма детальной изученности [Берсенева и др., 1983; Ковылин, 1979; Меланхолина, Ковылин, 1976; Structural history..., 1979]. Несомненные доказательства образования моря на месте древних континентальных структур, наличие отторженцев "гранитного" слоя ( $V_r = 5,5–6,2$  км/с) на поднятиях и отсутствие каких-либо его реликтов в глубоководной части свидетель-

ствуют о деструкции и последующем разобщении блоков "гранитного" слоя в ходе формирования котловин. Суммарная величина раздвижения может оцениваться в 500–600 км. Залегающие под осадками котловин высокоскоростные породы ( $V_r = 6,4–6,6$  км/с) сравнимы с "базальтовым" слоем континентальной коры Приморья или с III океаническим слоем.

Скоростной разрез Центрально-Япономорской котловины характеризует конечный результат деструкции континентальной коры с исчезновением "гранитного" слоя, общим сокращением мощности корового разреза до 8–11 км и образованием "антикорня". Последовательным стадиям развития деструктивного процесса на континентальной окраине отвечают: структуры зрелой континентальной коры в Южном Сихотэ-Алине – кайнозойские грабены в краевой части материка и Сахалина – нарушения Центрально-Охотского свода – фланговые трогги япономорских котловин и впадина Дерюгина – котловина Хонсю – Центрально-Япономорская и Южно-Охотская котловины. Поднятие Ямато и более мелкие представляют собой разобщенные фрагменты "гранитного" слоя. Масштабы дробления коры в Японском море, сходство нижних частей коры в новообразованных котловинах, поднятиях-останцах и краевой части континента свидетельствуют, скорее всего, о разрушении только хрупкого "гранитного" слоя со срывами и перемещением пластин на уровне его подошвы.

Время заложения котловин и их отдельных частей оказывается различным (от палеогена до современности). Раскрытие субширотной Центрально-Япономорской котловины в эоцен-олигоценное время сопровождалось растяжением и дроблением в краевой части континента с развитием щелочно-базальтовых излияний и грабенообразованием. Тектонотипом зоны раздробления может служить территория юго-западной части Приморья и северной части п-ова Корея. Одной из характерных структур растяжения является здесь Кильччу-Мёнчхонский грабен. На юге региона – перед фронтом перемещавшегося микроконтинента-останца, отвечавшего Японии, – выявляются значительное сжатие, замыкание мелового прогиба Идзуми, складчатость и надвигание к югу.

В целом при раскрытии котловин устанавливаются значительные латеральные перемещения фрагментов "гранитного" слоя, но не происходит его уничтожения. И с петрологических и с геофизических позиций формирование этого слоя можно рассматривать как необратимый процесс. Проявление деструкции континентальной коры и существование задуговых бассейнов как в меловое время, так и в кайнозой были, вероятно, сравнительно кратковременными. Молодые дислокации осадков в восточной части Японского моря, возможно, связаны уже с замыканием его структур. Дальнейшее развитие этого процесса может оказаться аналогичным поздне меловой складчатости в Сихотэ-Алине и окончательному становлению континентальной коры.

Незавершенность развития коры в зонах островной дуги–желоба и окраинного моря, значительные различия коровых разрезов этих зон отличают их от поздне мезозойских структур со зрелой континентальной корой. Вместе с тем строение поздне мезозойской и более древних континентальных кор, выявляемое по данным ГСЗ, оказывается сходным. Это позволяет использовать в дальнейшем разрез меловой коры Сихотэ-Алиня как эталон континентальной коры на востоке Азии. Такая кора а) создается, вероятно, в результате конструктивного процесса роста "гранитно-метаморфического" слоя на континентальной окраине, б) подвержена деструкции, происходящей в окраинных морях.

#### СООТНОШЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ПАЦИФИКЕ

Изучение тектонотипов позволяет дать характеристику всего ансамбля структур Северо-Западной Пацифики, включая океан и континентальную окраину. Длительное существование здесь двух крупных структурных единиц, их обособленное развитие и сложное взаимодействие, установленное в районах Восточной Азии, отвечают представлению о наличии Тихоокеанской и Евразийской литосферных плит. Это не означает, однако, необходимости безоговорочного принятия допущений о реологических

свойствах и масштабах перемещения литосферного материала, имеющих в физической модели тектоники плит [Ле Пишон и др., 1977].

Для Тихоокеанской плиты выявляются весьма сложная картина наращивания и скучивания океанической коры в мезозое, образование глубинных неоднородностей в литосфере, их дальнейшее усложнение в ходе внутриплитных дислокаций и магматизма [Строение дна..., 1984; Меланхолина, 19866]. Несомненно, что плита не представляет собой единого жесткого монолита, пассивно перемещавшегося от зоны спрединга. Она подвержена внутренним деформациям с ослаблением литосферного материала и скучиванием его в местах концентрации напряжений.

Явления внутриплитного магматизма на северо-западе Тихого океана получили чрезвычайно широкое развитие и во многих районах не могут быть объяснены моделью "горячих точек". При их интерпретации в рамках тектоники плит возникли в последние годы идеи о существовании гигантских "горячих полей" в мантии [Зоненшайн, Кузьмин, 1983]. Ясно, однако, что предполагаемый авторами разогрев на глубине, повышении теплового потока и некоторое изменение термического состояния литосферы вызывают и повышение ее пластичности, способности к деформациям. Раздвиг мощности коры, создающийся в зонах внутриплитного магматизма, приводит к дальнейшему повышению неоднородности океанической литосферы.

В целом намеченная картина строения океанических структур противоречит существующим представлениям о реологических свойствах литосферных плит — их жесткости и однородности. Накапливается все больше фактов, показывающих, что преобразование литосферного материала и его активные деформации могут происходить не только на границах плит. В результате внутриплитных нарушений, по-видимому, становится невозможным и движение плит по строгом геометрическом закону, предполагаемое при всех расчетах тектоники плит, при определении тройных сочленений. Выявление новых границ плит в зонах нарушений, а также ряд модельных расчетов приводят некоторых авторов [Rea, Dixon, 1983; и др.] к выделению сателлитных плит и "плиточек", близких по размерам к обычным тектоническим структурам. Такие построения, по существу, возвращают нас к известному методу тектонического районирования. Масштаб раздробления океанической коры свидетельствует об относительно небольшой глубинности этого процесса, вряд ли доходящего до подошвы литосферы.

Само существование границы литосферы и астеносферы в Тихоокеанском регионе до сих пор не проверено. Прямых доказательств присутствия здесь сплошного астеносферного слоя пока не получено. Только на длинном профиле ГСЗ у Японского вала глубже 80 км обнаруживается понижение плотности и добротности мантийного вещества. Здесь можно предположить наличие слоя с пониженными прочностными свойствами, с потенциальной возможностью деформаций и горизонтальных перемещений. Однако сохранение достаточно высоких значений скорости (8,4 км/с) в этом слое, установление анизотропии и расслоенности среды не отвечают представлению о существовании астеносферы на этих глубинах [Asada, Shimamura, 1976]. По имеющимся сейсмическим данным скорее намечается соответствие волноводов отдельным пластам мантии с разными физическими свойствами, возможно, с наличием обособленных астенолинз. В такой расслоенности верхней мантии на северо-западе Тихого океана можно предполагать принципиальное сходство с глубинным строением Северной Евразии, отвечающим полиастеносферной модели [Сейсмические модели..., 1980; Павленкова, 1985]. Таким образом, представление об общей реологической стратификации мантии для Тихого океана остается гипотетичным. Характер нижнего ограничения Тихоокеанской плиты не ясен.

Приведенные данные ГСЗ о высоких скоростях в верхах мантии северо-западной части плиты могут быть дополнены результатами исследований по сейсмической томографии, характеризующими более глубокие мантийные уровни. Распространение относительно высокоскоростных образований до глубины не менее 150 км [Андерсон, Дзевонский, 1984] может свидетельствовать об определенной однородности мантийного блока, прослеживающейся на глубины, существенно превышающие предпола-

гаемую мощность литосферы, т.е. встает вопрос о возможности значительной толщины древней части Тихоокеанской плиты. Повышенная плотность материала плиты могла быть обусловлена длительным действием напряжений сжатия.

Латеральное наращение Тихоокеанской плиты на дивергентной границе оказывается весьма значительным. Так, на Восточно-Тихоокеанском поднятии между разломами Кларион и Клиппертон скорость спрединга оценена в 6–9 см/год [Initial reports..., vol. 16, 1973]. Ширина области приращения коры за 110 млн лет между устьем Калифорнийского залива и скв. 164 составляет 5300 км. Правда, наличие внутриплитных дислокаций в океанической литосфере и ее интенсивная нарушенность на конвергентной границе не позволяют провести достоверные подсчеты площади океанического дна, созданного от юры до кайнозоя. Тем не менее гигантские масштабы океанического корообразования и значительная мобильность Тихоокеанской плиты представляются сейчас несомненными.

Для восточной части Евразийской плиты установлено длительное формирование континентальной коры на месте океанической [Тектоника..., 1980]. Такая направленность в развитии коры достаточно подтверждена при изучении древних складчатых областей. Все более очевидными становятся необратимость происходящей в мантии дифференциации и роста "гранитно-метаморфического" слоя, невозможность последующего погружения и глубинного преобразования создающихся коровых масс [Рингвуд, 1981; и др.]. На примере Сихотэ-Алинского тектонотипа позднемезозойской континентальной коры видно увеличение ее мощности в 5–6 раз по сравнению с океанической. Сопоставление профилей ГСЗ, отработанных в Приморье, показывает сходство глубинного строения разновозрастных зон.

Последовательное наращение континентальной коры с раннепротерозойского по настоящее время можно наблюдать по направлению от Северо-Китайской платформы к Туманган-Суйфунской зоне, Приморью и, наконец, к районам Сахалина и Курил. Однако масштабы роста континентальных площадей оказываются весьма ограниченными — не более 1000 км за многие сотни миллионов лет.

Такая стабильность границы континент — океан отражает, по-видимому, определенную ограниченность проявления субдукции и связанной с ней магмогенерации в обрамлении Тихого океана. Соотношение структур, изученное для последних 100 млн лет, показывает преимущественно не погружение тихоокеанской литосферы, а столкновение ее с континентальной литосферой Евразии.

Именно субгоризонтальным сжатием определяются выше отмеченные выше нарушения на конвергентной границе, характер современной сейсмичности, значительное уплотнение среды в сейсмофокальной зоне (как современной, так и древней), скупивание корово-мантийного материала в пределах краевых валов, замыкание окраинных бассейнов и общее сокращение площади структурных зон, расслаивание и напряженное состояние литосферного материала. Глубже зоны столкновения плит в современных структурах выявляется сложное поле напряжений с увеличением роли поперечных растяжений и пластических деформаций в погружающейся плите, с образованием резкого перепада температуры и давления близ ее контакта с островодужной мантией и с выплавлением здесь андезитовых магм. Определяющую роль в зоне субдукции может играть не столько погружение жесткой и однородной плиты, сколько ее внутренние деформации, создающие уплотнение и напряженное состояние материала.

Доказательства значительной подвижности и расслоенности океанической литосферы, признаки тектонического сближения на конвергентной границе Тихоокеанской плиты отвечают, несомненно, современным мобилистическим представлениям. Вместе с тем сравнение ряда геологических данных, выбранных в качестве реперов на океанической и континентальных плитах, показывает, что относительное перемещение плит было не так велико, как в сделанных ранее оценках. Это подтверждает и анализ фактов поступления обильного терригенного и вулканического материала в неоген-четвертичные осадки абиссальных плит и поднятия Обручева [Initial reports..., vol. 32, 1975; Scholl et al., 1977], устойчивого расположения ареала высокой продуктивности

диатомовых на северо-западе океана [Орешкина, Радионова, 1987], гемипелагического характера осадконакопления в зоне Японского краевого вала. Сравнение геологических реперов позволяет полагать, что взаимные перемещения океанических и континентальных структур в кайнозойское время составили около  $10^\circ$  по широте или меньше [Меланхолина, 1986б]. Реальную величину поглощения океанической плиты можно оценить, исходя из ширины зоны субдукции и дислокаций материала в этой зоне. Она приблизительно соответствует количественным оценкам кайнозойского перемещения Тихоокеанской плиты по отношению к Курилам и Японии, раздвижения в задуговой зоне Японского моря. При этом гигантские масштабы горизонтального перемещения материала, предполагаемые в построениях тектоники плит, а также оценки скорости схождения плит на конвергентной границе (9–10 см/год) [Plate-tectonic..., 1981] не получают геологического подтверждения.

Выявленная ограниченность перемещений Тихоокеанской плиты относительно континента, ее внутренние нарушения и обдукция обусловили, по-видимому, и ограниченные масштабы субдукции плиты, происходящей глубже зоны столкновения. Соответственно ограниченными были проявления андезитового магматизма и рост континентальной коры, что определило значительную устойчивость границы континент–океан в Северо-Западной Пацифике. Именно с устойчивостью этой границы было связано длительное развитие Тихоокеанского пояса земной коры.

Корреляция событий в Тихоокеанском поясе и смежной части океана свидетельствует об одновременности тектонических перестроек в огромном регионе. Существование в Азии системы активной окраины соответствует этапам северо-западного перемещения тихоокеанских структур в поздне меловое и позднекайнозойское время (с олигоцена). Со сменой полей напряжений и с северным дрейфом Тихоокеанской плиты в палеогене было связано отмирание структур меловой континентальной окраины в пределах Дальнего Востока и широкое проявление разломообразования как в континентальной, так и в океанической коре.

В настоящее время погружение ведущего края Тихоокеанской плиты под континент Евразии фиксируется вплоть до границы верхней и нижней мантии. Достижение погружающейся плитой определенных предельных глубин, невозможность дальнейшего погружения и дислокаций плиты могли вызывать обдукцию литосферного материала на континентальную окраину и последующую общую перестройку с реорганизацией границ плит. Отмеченная последовательность тектонических событий на континентальной окраине, как кайнозойской, так и меловой, отвечает этим процессам. Особенности процессов на границе плит, как и черты самих плит, во многом не соответствуют простой физической модели, как это показано выше.

## ВОПРОСЫ СОВРЕМЕННОГО ИЗУЧЕНИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ПАЦИФИКИ

Результаты типизации структур и их сопоставление по комплексу признаков показывают, что крупные неоднородности в океанической и континентальной литосфере отвечают прежде всего глубинным тектоническим неоднородностям. Наиболее контрастны особенности глубинного строения, тектоники и корообразования в пределах Тихоокеанской и Евразийской литосферных плит. Область их столкновения представляет собой арену наиболее интенсивных тектонических нарушений и длительного развития известково-щелочного магматизма. При рассмотрении разнотипных структур внутри океанической плиты и на ее конвергентной границе была показана значительная специфичность океанического и континентального корообразования, связанного с каждым из типов структур. Такое разнообразие структурных обстановок, образование внутриплитных дислокаций с дифференциальным перемещением и расщеплением вещества определяют сложность строения океанической и континентальной плит. Реалистическая картина их развития и соотношений, намеченная для Северо-Западной Пацифики, выявляется как блестящие подтверждения построений тектоники плит, так и серьезные противоречия с этими построениями. Намечается необходимость определенной модернизации

этой концепции. Встают вопросы дальнейшего специального исследования особенностей как внутренних частей плит, так и системы структур на их конвергентной границе.

При изучении древних структур Евразии было выявлено существование палеоаналогов современных океанических и континентальных областей [Пейве и др., 1984]. В Тихоокеанском поясе для фанерозоя установлена неоднократная интенсификация корообразования, связанного с активной окраиной. Развитие элементов активной окраины фиксируется здесь в среднедевонское, позднерпермское, позднемезозойское и позднейкайнозойское время. Древние структуры сохранились, однако, фрагментарно, часто утратили прежнюю тектоническую зональность и особенности структурных соотношений. Поэтому для актуалистических построений представляется целесообразным исследовать тектонотипы именно в областях молодого корообразования, сравнительно слабо тектонизированные, с четкой зональностью, сохранением особенностей поверхностного и глубинного строения, с присутствием тектонических элементов, находящихся на разных стадиях развития конструктивных и деструктивных процессов.

Регион Северо-Западной Пацифики представляет собой прекрасный полигон для дальнейшей разработки проблемы соотношений континента и океана. Проведенный выбор тектонотипов позволяет наметить здесь опорные участки для геологических работ, постановки сейсмического эксперимента и других геофизических исследований, в задачи которых входит характеристика как глобальных структур литосферных плит, так и их основных элементов, выявляющихся уже достаточно определенно.

Для самой общей характеристики участков Тихоокеанской и Евразийской плит выше были использованы эталонные разрезы, в которых изучены физические свойства и отчасти вещественный состав коры. Эти разрезы и могут служить объектами предстоящих геолого-геофизических исследований, для которых необходимо повышение как детальности, так и глубинности. В частности, океанические разрезы Императорский и Хесса нуждаются в изучении тонкой структуры коры сейсмическими методами, в более детальном сопоставлении данных драгирования, ГСЗ и МОВ ОГТ. Такие последовательные разрезы коры весьма редки в океане и потому заслуживают пристального внимания.

Дополнительные данные по тихоокеанской мантии необходимы для суждения о ее составе, реологических свойствах и способности к деформациям. Непосредственное получение образцов мантийных пород ограничено изучением нарушенных разрезов (Кларион) и магматических серий, богатых ксенолитами (Гавайи). Для изучения физических особенностей вещества чрезвычайно интерес представляет установление анизотропии и высоких сейсмических скоростей в верхах мантии, отвечающих, возможно, ее значительному сжатию и напряженному состоянию. Подобное предположение, несомненно, нуждается в проверке с постановкой работ ГСЗ на длинных профилях. Удачное расположение трех профилей, отработанных на абиссальной плите от поднятия Шатского к Курило-Камчатскому и Идзу-Бонинскому желобам, а также вдоль Японского желоба [Строение дна..., 1984; Houtz et al., 1980; Asada, Shimamura, 1976], позволяет использовать эти профили как основу для дальнейших исследований. При этом особенно важны повышение глубинности работ, выяснение характера расслоенности и анизотропии в мантии, проверка наличия астеносферы на северо-западе Тихого океана.

Изучение океанического корообразования предполагает получение новых данных по древним структурам абиссальных плит и океанических поднятий, по молодым наложенным зонам. Выделенные опорные разрезы коры могут быть предложены в качестве объектов для комплексных исследований разнотипных структур. При сравнении структур весьма важен исторический подход с выявлением времени зарождения коровых неоднородностей. Океанические поднятия выделяются как аномальные структуры на фоне абиссальных плит. Их специфика, несомненно, определяется значительным утолщением коры. Когда возникло это утолщение? Каков вклад магматического процесса в его образование? Какова роль предшествующего тектонического скупивания? Насколько сохраняются в современной структуре древние напряжения в литосфере поднятий и смежных абиссальных плит?

Различия древних поднятий (Шатского) и молодых, связанных с внутриплитным вулканизмом (Императорская зона), намечены выше по структуре и мощности коры, характеру магматических серий. Предварительные выводы нуждаются в основательном подтверждении фактическим материалом. В пределах тектонотипов необходимо специальное изучение тонкой структуры коры сейсмическими методами с постановкой работ на участках наиболее типичных, четко выраженных морфологически<sup>1</sup>. При дальнейшем сравнении магматических серий значительное внимание должно быть уделено признакам их дифференцированности и длительности формирования. Существенный интерес представляет обнаружение под вулканами магматических камер или установление их отсутствия (как у вулкана Килауэа).

Характеристика дислокаций в океанической коре может базироваться сейчас на сравнении данных по опорным коровым разрезам (Хесса, Императорскому) и по нарушенным разрезам (в зонах разломов Кларифон, Меррей и др.). Для выявления реальной картины нарушений необходима постановка геологосъемочных работ на океанических полигонах. Первые результаты, полученные на разломе Кларифон, позволяют рекомендовать здесь выбор нескольких полигонов для постановки картирования и исследования тонкой структуры коры методами ГСЗ и МОВ ОГТ. Для суждения о типичности подобных нарушений в океане может быть использовано изучение гравитационного и магнитного полей на более широкой площади.

Обработка геолого-геофизических полигонов на абиссальной плите, краевом валу и в пределах древних поднятий позволит сравнить зоны концентрации напряжений внутри Тихоокеанской плиты. При воссоздании общей картины дислокаций существенным представляется выделение ранних событий, захватывавших еще пластичную океаническую литосферу, и более поздних хрупких нарушений. За основу всех сопоставлений должны быть приняты типовые океанические разрезы, изученные на конкретных участках с возможной степенью детальности (Хесса, Императорский).

При исследованиях восточной части Евразийской плиты встают те же вопросы изучения состава и физических свойств литосферы. По имеющимся сейчас материалам строение ее представляется более сложным, чем в океане. Однако сейсмические данные ограничены и касаются почти исключительно земной коры. Повсеместное наличие зрелой континентальной коры в Евразии, ее современное формирование на континентальной окраине позволяют провести здесь специальное изучение особенностей строения и образования "гранитно-метаморфического" слоя.

Выше на примерах тектонотипов были рассмотрены структуры с различными способами формирования "гранитно-метаморфического" слоя: 1) преимущественно за счет развития известково-щелочного магматизма и метаморфизма (автохтонным путем) в вулканических поднятиях над зоной субдукции и 2) за счет обдукции и скучивания материала океанической коры (аллохтонным путем) перед фронтом желобов. Насколько верны представления об образовании этого слоя в результате обдукции и в основном механического преобразования литосферного материала? Сходен ли такой "гранитный" слой с тем, который формируется над зонами субдукции за счет химической дифференциации глубинного вещества?

Постановка работ по этой проблеме может быть рекомендована на участках выделенных тектонотипов. Особое внимание следует обратить на структуры Центрального Хоккайдо, где образования "гранитного" и "базальтового" слоев выведены на поверхность. Здесь представляется возможность сравнить геолого-геофизические данные по слабо тектонизированной корневой зоне офиолитовых покровов и по зоне чешуйчато-покровного строения, располагающейся западнее — в пределах пояса Камуикотан и Восточно-Сахалинских гор. В районах Дальнего Востока весьма перспективно сравнение ряда офиолитовых зон, проводимое под руководством Ю.М. Пушаровского. Изучение пок-

<sup>1</sup> Представляется неудачным расположение профилей ГСЗ в краевой части поднятий с пониженным рельефом дна, как это было сделано на центральном блоке поднятия Шатского и у горы Кинмей в Императорской зоне [Строение дна..., 1974; Den et al., 1969].

ровно-складчатых зон в различной степени тектонизированных, с разными масштабами покровных перемещений и магматических проявлений приведет к воссозданию достаточно полной картины обдукции на континентальной окраине. Для понимания процесса обдукции проведение геологических работ на опорных участках должно быть дополнено исследованием тонкой структуры коры сейсмическими методами.

При изучении вулканических поясов и корообразования над зоной субдукции также необходимо сочетание геологических и сейсмических методов. Прекрасные объекты для исследований представляют собой структуры Курило-Камчатской дуги и восточной части Сихотэ-Алиня, в которых корообразование в различной степени продвинуто и представлено в разных своих стадиях. Опорные участки могут быть выбраны в намеченном выше ряду структур, отвечающих преобразованию океанической коры в зрелую континентальную с пятикратным повышением ее мощности и оформлением "гранитно-метаморфического" слоя. Обязательным условием при проведении геофизических исследований представляется повышение их детальности для верного сопоставления с геологическими данными и характеристики коровых процессов. При этом предполагается выбор и изучение такого глубинного разреза Сихотэ-Алиня, который в дальнейшем был бы использован как типовой для зрелой континентальной коры.

Характеристика этапов корообразования на континентальной окраине предполагает и дальнейшее выяснение роли деструктивного процесса. Особенности развития этого процесса могут быть выявлены на основе изучения представленного выше ряда деструктивных структур. Исследование тонкой структуры коры в котловинах Японского и Охотского морей позволит судить о характере ее разрушения. Происходит ли раздвиг коры по подошве "гранитного" слоя или на более глубоких уровнях? Сохраняются ли на глубине реликты "гранитного" слоя? Какова роль новообразования коры в ходе раздвигания? Каковы особенности мантии в зонах деструкции коры? Современные данные дают основание предполагать здесь растяжение и разуплотнение мантийного материала. Однако они нуждаются в дополнительном подтверждении. Каковы специфические черты Алеутской котловины Берингова моря? Какие особенности коры и мантии могут служить доказательством ее отчленения от океана? Типовой разрез для зон деструкции может быть выбран и исследован в Центрально-Япономорской котловине.

В целом для изучения динамики преобразования коры на континентальной окраине представляется чрезвычайно важной установленная последовательность тектонических событий, сходная для мела и кайнозоя. Для дальнейшей конкретизации этапов корообразования и деструкции необходимо получение принципиально новых геолого-геофизических данных как о вещественном составе коры и ее структуре, так и об особенностях различных глубинных уровней в мантии. Существенный прогресс в исследованиях возможен только при повышении их детальности и глубинности. Только изучение различных мантийных уровней обеспечит получение фактов, необходимых для выяснения глубинных источников вещества и энергии, для проверки существующих физических моделей тектонических процессов.

Современное изучение сейсмофокальной зоны предполагает сопоставление сейсмических материалов с геологическими фактами и результатами эксперимента. Использование данных по палеоаналогам фокальных зон обеспечит, по-видимому, исторический подход к изучению субдукции на границе плит. Какова устойчивость этой границы во времени? Каковы характер взаимодействия плит и особенности поля напряжений в структурах дуга-желоб-краевой вал? Насколько сохранились эти особенности в позднемезозойских структурах? Как велико взаимное перемещение океанической и континентальной плит? Каковы масштабы погружения океанической плиты в зоне субдукции? Каков характер внутренних нарушений погружающейся плиты? Каковы связи субдукции и магмогенерации в полосе островных дуг?

Совместное изучение современных и меловых структур приведет, очевидно, и к более четкому представлению о характере границы плит, о сочетании зон субдукции и обдукции литосферного материала. Выше была подчеркнута важность структурной

линии (сутуры), выраженной на поверхности в виде корневых зон офиолитовых поясов. Какова ее роль в строении континентальной окраины мелового возраста? Какая из границ является более существенной: корневая зона покровов, выведенных при обдукции литосферного материала, или зона меловых палеожелобов, связанных с субдукцией океанической плиты? Узловой задачей предстоящих работ является, несомненно, рассмотрение структурных перестроек в океане и на континентальной окраине и реорганизации границ плит.

Приведенный обзор показывает важность взаимосвязанного изучения океанических и континентальных структур. Существенную часть таких исследований могут составить работы по корреляции геологических событий в океане и на континентальной окраине. Только такой широкий подход и сравнение геолого-геофизических данных представляются нам перспективными для тектонического изучения Северо-Западной Пацифики. Ведущей проблемой является выяснение соотношений структур океана и континента на протяжении длительного интервала времени.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Андерсон Д.Л., Дзевонский А.М.* Сейсмическая томография // В мире науки. 1984. № 12. С. 16–25.
- Аргентов В.В., Гнибиденко Г.С., Попов А.А., Потапов С.В.* Глубинное строение Приморья: (По данным ГСЗ). М.: Наука, 1976. 90 с.
- Балакина Л.М.* Ориентация напряжений в очагах землетрясений Тихоокеанского сейсмического пояса и гипотеза тектоники плит // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. № 5. С. 16–30.
- Белый В.Ф.* Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1977. 171 с.
- Берсенева И.И., Безверхний В.Л., Леликов Е.П. и др.* Геологическое строение дна Японского моря. Владивосток: ТОИ ДВНЦ АН СССР, 1983. 135 с. Препр.
- Болдырев С.А.* Сейсмологические характеристики мантийных неоднородностей океанических структур: Автореф. дис. ... д-ра физ.-мат. наук. М.: ИФЗ АН СССР, 1985. 31 с.
- Болдырев С.А., Кац С.А.* Трехмерная скоростная модель верхней мантии переходной зоны от Тихого океана к Азиатскому континенту // Вулканология и сейсмология. 1982. № 2. С. 80–95.
- Бондаренко Б.А., Гаркаленко И.А., Журавлев А.В. и др.* Новые данные о глубинном строении земной коры Курило-Камчатского желоба // Докл. АН СССР. 1977. Т. 234, № 1. С. 46–59.
- Ветренников В.В.* Особенности вулканизма, тектоники и оруденения окраинно-материковых вулканических поясов. М.: Недра, 1976. 156 с.
- Глубинное сейсмическое зондирование земной коры Сахалино-Хоккайдо-Приморской зоны. М.: Наука, 1971. 286 с.
- Гранник В.М.* Верхнемеловые вулканогенно-осадочные формации Восточно-Сахалинских гор. М.: Наука, 1978. 164 с.
- Заборовская Н.Б.* Внутренняя зона Охотско-Чукотского пояса на Тайгоносе. М.: Наука, 1978. 200 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 315).
- Зверев С.М., Капустян Н.К.* Сейсмические исследования литосферы Тихого океана. М.: Наука, 1980. 208 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И.* Внутриплитовый вулканизм и его значение для понимания процессов в мантии Земли // Геотектоника. 1983. № 1. С. 28–45.
- Ковылин В.М.* Строение земной коры в области Японского моря. М.: Наука, 1979. 207 с.
- Коган Л.И.* Строение земной коры подводной возвышенности Шатского на северо-западе Тихого океана по данным ГСП–МОВ // Докл. АН СССР. 1981. Т. 258, № 4. С. 831–837.
- Ле Пишон К., Францито Ж., Боннин Ж.* Тектоника плит. М.: Мир, 1977. 288 с.
- Меланхолина Е.Н.* Западно-Сахалинский геосинклинальный прогиб и его гомологи в Тихоокеанском поясе. М.: Наука, 1973. 174 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 244).
- Меланхолина Е.Н.* Тектоника Северо-Западной Пацифики: (Соотношения структур океана и континентальной окраины): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: ГИН АН СССР, 1986а. 39 с.
- Меланхолина Е.Н.* Этапы тектонических преобразований в северо-западной части Тихого океана и его континентальной окраины // Геотектоника. 1986б, № 2. С. 35–45.
- Меланхолина Е.Н., Ковылин В.М.* Тектоническое строение Японского моря // Там же. 1976. № 4. С. 72–87.
- Меланхолина Е.Н., Молчанова Т.В.* Тектоническая система позднемезозойской континентальной окраины востока Азии // Там же. 1977. № 4. С. 104–123.
- Меланхолина Е.Н., Савельева Г.Н., Кудрявцев Д.И. и др.* Вещественный состав океанической коры и верхней мантии в зоне разлома Клариян (Тихий океан) // Докл. АН СССР. 1983. Т. 268, № 4. С. 942–946.

- Некрасов Г.Е.* Тектоника и магматизм Тайгоноса и Северо-Западной Камчатки. М.: Наука, 1976. 158 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 280).
- Орешкина Т.В., Радионова Э.П.* Корреляция зональных диатомовых шкал миоцена экваториально-тропических и умеренных широт Тихого океана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987, № 2. С. 59–72.
- Павленкова Н.И.* Структура и динамика земной коры и верхней мантии континентов // Проблемы движений и структурообразования в коре и верхней мантии. М.: Наука, 1985. С. 58–72.
- Пейве А.В., Книппер А.Л., Марков М.С.* и др. Закономерности формирования континентальной коры в фанерозе (к проблеме тектонического районирования материков) // 27-й МГК: Доклады. Секция С.07. Тектоника. М.: Наука, 1984. Т. 7. С. 3–9.
- Пискунов Б.Н.* Кайнозойские вулканические комплексы островных дуг северо-западной части Тихого океана: (Состав, условия формирования, происхождение): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: ИГЕМ АН СССР, 1984. 40 с.
- Пуцаровский Ю.М.* Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 222 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 234).
- Пуцаровский Ю.М.* Крупные неоднородности в строении земной коры и их возможные интерпретации // Геотектоника. 1982. № 5. С. 3–16.
- Пуцаровский Ю.М.* Актуальные проблемы советской геотектоники // Там же. 1986. № 1. С. 5–16.
- Пуцаровский Ю.М., Зинкевич В.П., Мазарович А.О.* и др. Тектонические покровы и надвиги в северо-западном обрамлении Тихого океана // 27-й МГК: Геология Мирового океана. Доклады. Секция С. 06. М.: Наука, 1984. Т. 6. Ч. 1. С. 95–100.
- Разницын Ю.Н.* Офиолитовые аллохтоны и сопредельные глубоководные впадины на западе Тихого океана. М.: Наука, 1982. 108 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 371).
- Рингуд А.Е.* Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.
- Рихтер А.В.* Структура и тектоническое развитие Сахалина в мезозое. М.: Наука, 1986. 93 с.
- Рождественский В.С.* Литостратиграфия мезозойско-палеозойских отложений Восточно-Сахалинских гор // Тихоокеан. геология. 1983. № 5. С. 53–63.
- Рудник Г.Б., Меланхолина Е.Н., Пуцаровский Ю.М.* Вещественный состав океанической коры в структурах Северной Пацифики // 27-й МГК: Геология Мирового океана. Секция С.06. Доклады. Москва 4–14 авг., 1984 г. М.: Наука, 1984. Т. 6. Ч. 1. С. 104–114.
- Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. М.: Наука, 1980. 184 с.
- Сергеев К.Ф.* Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976. 240 с.
- Строение дна северо-запада Тихого океана: (Геофизика, магматизм, тектоника). М.: Наука, 1984. 226 с.
- Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1964. 308 с.
- Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1980. 285 с.
- Тулина Ю.В.* Особенности волновых полей и глубинного строения земной коры разных типов и участков их сочленения на примере Дальневосточной переходной зоны // Внутренняя структура земной коры: Методика анализа и интерпретации сейсмических волновых полей. М.: Наука, 1976. С. 5–73.
- Туренко Т.В.* Условия осадконакопления в пределах Главного мелового поля Южного Сахалина в сanton-датское время // Вопросы геологии и нефтегазоносности Сахалина. Л.: Недра, 1973. С. 5–11.
- Туренко Т.В.* Биофациальные особенности альб-коньякских отложений главного мелового поля Сахалина // Геология и нефтегазоносность Сахалина. Л.: Недра, 1977. С. 53–58.
- Филатова Н.И.* Позднемезозойские–раннекайнозойские вулканогенные пояса и их тектоническое положение в зоне перехода континент–океан: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: МГУ, 1984. 36 с.
- Asada T., Shimamura H.* Observation of earthquakes and explosions at the bottom of the western Pacific: structure of oceanic lithosphere revealed by longshot experiment // The geophysics of the Pacific Ocean basin and its margin. Wash. (D.C.), 1976. P. 134–153. (Geophys. Monogr.; N 19.)
- Den N., Ludwig W.J., Murauchi S.* et al. Seismic refraction measurements in the North-West Pacific Basin // J. Geophys. Res. 1969. Vol. 74, N 6. P. 1421–1434.
- Ellsworth W.L., Koyanagi R.Y.* Three-dimensional crust and mantle structure of Kilauea Volcano, Hawaii // Ibid. 1977. Vol. 82, N 33. P. 5379–5394.
- Engbreton D.C., Cox A., Gordon R.G.* Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific Basin // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1985. Vol. 206. P. 1–59.
- Hashimoto S.* The basic plutonic rocks of the Hidaka metamorphic belt, Hokkaido: part 1 // J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. IV. 1975. Vol. 16, N 4. P. 367–420.
- Hilde Th.W., Isezaki N., Wageman J.M.* Mesozoic sea-floor spreading in the North Pacific // The geophysics of the Pacific Ocean basin and its margin. Wash. (D.C.), 1976. P. 205–226. (Geophys. Monogr.; N 19).
- Houtz R., Windisch C., Murauchi S.* Changes in the crust and upper mantle near the Japan-Bonin Trench // J. Geophys. Res. 1980. Vol. 85, N B1. P. 267–274.
- Ichikawa K., Murakami N., Hase A., Wadatumi K.* Late Mesozoic igneous activity in the inner side of south-west Japan // Pacif. Geol. 1968. Vol. 1. P. 97–118.

- Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.), 1971. Vol. 6; 1973. Vol. 16, 19, 20; 1975. Vol. 32; 1980. Vol. 55, 56, 57; 1981. Vol. 62.
- Jackson E.D.* Linear volcanic chains on the Pacific plate // The geophysics of the Pacific ocean basin and its margin. Wash. (D.C.), 1976. P. 319–355. (Geophys. Monogr.; N 19).
- Larson R.L., Chase C.G.* Late Mesozoic evolution of the western Pacific ocean // Bull. Geol. Soc. Amer. 1972. Vol. 83, N 12. P. 3627–3644.
- Pate-tectonic map of the Circum-Pacific region, north-west quadrangle. Scale 1 : 10 000 000. // Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1981.
- Rea D.K., Dixon J.M.* Late Cretaceous and Paleogene tectonic evolution of the North Pacific Ocean // Earth and Planet. Sci. Lett. 1983. Vol. 65, N 1. P. 145–166.
- Sacks J.S., Okada H.* A comparison of the unelasticity structure beneath western South America and Japan // Phys. Earth. and Planet. Inter. 1974. N 9. P. 211–219.
- Scholl D.W., Hein J.R., Marlow M., Buffington E.C.* Meiji sediment tongue: North Pacific evidence for limited movement between the Pacific and North American plates // Bull. Geol. Soc. Amer. 1977. Vol. 88, N 11. P. 1567–1576.
- Structural history of the Japan Sea Basin // Circ. Nihonkai. 1979. N 10. P. 1–240.

УДК 551.24 (28)

Л.П. ЗОНЕНШАЙН, Л.М. НАТАПОВ

### ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ АРКТИКИ

Было предпринято много попыток реконструировать историю Арктики [Пушаровский, 1976; Карасик и др., 1984; Савостин и др., 1984; Eardly, 1961; Churkin, 1973; Churkin, Trexler, 1981; Burke, 1984]. Наметились две концепции. Открытие докембрийских метаморфических комплексов и слабо деформированных палеозойских и мезозойских отложений на островах Новосибирских, Врангеля и Де Лонга дало основание Н.С. Шатскому выделить Гиперборейскую платформу, которая была раздроблена и опущена вдоль разломов с образованием глубоководных бассейнов. Другая концепция развивалась еще А. Вегенером [Körpen, Wegener, 1924], предположившим, что арктические бассейны возникли при отодвигании Северной Америки от Евразии. Ее поддержал А. Дю Тойт. С. Кэри предполагал, что арктические бассейны возникли на месте Аляскинского ороклина (с вершиной в дельте р. Маккензи), а угол поворота Аляски и смежных блоков Евразии относительно Северной Америки составил  $28^\circ$ .

Несмотря на то, что концепция образования арктических бассейнов за счет погружения и деструкции континентальной коры еще находит приверженцев [Удинцев, 1984; Погребницкий и др., 1984], после появления теории тектоники литосферных плит стало ясным, что океанические бассейны Арктики, во-первых, образовались за счет рифтинга [Карасик, 1968; Churkin, 1973; Ostenson, Wold, 1973; TAILLEUR, 1973; Herron et al., 1974] и, во-вторых, возникли в результате раздвижения литосферных плит Северной Америки и Евразии. Первые плитотектонические модели были предложены М. Чуркиным [Churkin, 1972] и Э. Херрон с соавторами [Herron et al., 1974]. Кроме Евразийской и Северо-Американской плит, они вовлекли в рассмотрение малую Колымскую, или Омолонскую, плиту, за счет столкновения которой с Евразией и Америкой образовались соответственно Верхоянский и Южно-Анюйский складчатые пояса. К настоящему времени собрано много данных о рельефе дна арктических бассейнов, их структуре и линейных магнитных аномалиях, о молодой и мезозойско-кайнозойской тектонике плит [Карасик, 1968; Зоненшайн и др., 1978; Карасик и др., 1983; Савостин и др., 1984; Vogt et al., 1979, 1984; Taylor et al., 1981; Jackson, Johnson, 1984; Burke, 1984; Grantz, May, 1984; и др.].

При реконструкциях арктических бассейнов предполагается, что континенты Северной Америки и Евразии с девона до середины мела были соединены вначале в Евразии, затем в Лавразии. В конце мезозоя они раздвигались с образованием Северной Атлантики. Взаимное расположение этих главных континентальных плит устанавли-

вается по магнитным аномалиям Северной Атлантики и по конечному совмещению континентов. Существует полное согласие относительно молодости (в течение последних 60 млн лет) раскрытия Евразийского бассейна, восстановленного по линейным магнитным аномалиям [Карасик и др., 1983; Савостин и др., 1984]. Доказано, что поднятие Ломоносова до начала третичного времени было присоединено к Евразии. Время образования других арктических бассейнов — Канадского (Амеразийского) и Макарова — только начинает проявляться (соответственно 155–127 и 80–60 млн лет [Vogt et al., 1984; Jackson, Johnson, 1984]). Разделяющее их поднятие Менделеева, по сейсмическим данным [Jackson, Johnson, 1984], имеет, скорее всего, континентальную природу, как и поднятие Ломоносова, и не является отмершим спрединговым хребтом, как иногда предполагалось ранее.

На реконструкцию положения малых континентальных блоков (Аляски, Чукотки и Новосибирских островов) существует две точки зрения. Согласно одной Аляска и Чукотка либо были примерно в той же позиции по отношению к Северной Америке, что и сейчас, либо "пришли" с юго-востока вдоль разлома Тинтина [Churkin, Trexler, 1981; Jones, 1980]. В этом случае Канадский бассейн с его мезозойскими аномалиями рассматривается как часть плиты Кула Тихого океана, далеко вдававшаяся в Лавразию и отгороженная от океана Аляскинско-Чукотским блоком и Омолонским массивом, когда они придвинулись с юга. Другая точка зрения предполагает, что Канадский бассейн раскрылся в результате отодвижения Аляски и Чукотки вместе с Новосибирскими островами от Канадского Арктического архипелага [Зоненшайн, 1984; Herron et al., 1974; Fujita, 1978; Freeland, Dietz, 1973; Burke, 1984]. При этом происходило закрытие Южно-Аньюского океанического залива, отходившего от палео-Тихого океана (или Панталассы), с образованием Южно-Аньюского шва.

Последняя точка зрения представляется правильной, и именно она развивается в данной статье. Авторы составили 12 карт-реконструкций плит внутри современной арктической области Земли для различных периодов, начиная с 460 млн и кончая 35 млн лет назад. В основу составления карт положены методы плитотектонического анализа, предусматривающие совместное использование независимых источников данных: кинематических, палеомагнитных, палеоклиматических, геологических.

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Главными структурными единицами Арктики (рис. 1) являются: 1) молодые океанические бассейны, образовавшиеся в позднем мезозое и кайнозое; 2) обширные шельфы и низменности на суше с глубокими осадочными бассейнами, начавшими прогибаться с позднего палеозоя; 3) континентальное основание, состоящее из древних щитов, позднедокембрийского и палеозойского платформенного чехла, перекрывающего щиты, и складчатых поясов, разделяющих платформы.

Океаническая кора Норвежско-Гренландского и Евразийского бассейнов была создана за последние 55 млн лет действующей до сих пор системой спрединга хребтов Мона, Книповича и Гаккеля.

Современная геодинамика определяется взаимодействием только двух плит — Евразийской и Северо-Американской, разделенных дивергентной границей. Мгновенный полюс раздвижения находится в точке с координатами либо  $61,9^\circ$  с.ш.,  $143,1^\circ$  в.д., согласно Л.П. Зоненшайну и др. [1978], либо  $59,5^\circ$  с.ш.,  $141,2^\circ$  в.д., согласно Л.А. Савостину и др. [1984]. Спрединговый срединно-океанический хребет протягивается от Исландии по центру Норвежско-Гренландского и Евразийского бассейнов, уходя в районе моря Лаптевых на континент. Здесь граница плит может быть прослежена по рассеянной сейсмичности хребта Черского, грабням Момского рифта и молодому вулканизму районов Балаган-Тас, Урага-Хая [Зоненшайн и др., 1978].

Остальные океанические бассейны Арктики: Лабрадорский, Макарова и Канадский (Амеразийский) — закончили формирование раньше: Лабрадорский — в период от 80 до 44 млн лет (с 34-й до 19-й аномалии) [Kristoffersen, Talwani, 1977; Srivastava,



вежско-Гренландского и Евразийского бассейнов). Большая же часть шельфовых депрессий была сформирована до мезозойского раскола Лавразии.

Зарождение осадочного бассейна на шельфе Баренцева моря в девоне было связано с растяжением, образованием грабенов в районе о-вов Свальбард [Birkenmajer, 1981], с излиянием девонских базальтов в Печорском бассейне и на Кольском полуострове. Следующие, более крупные фазы растяжения, предшествующие раскрытию океанических бассейнов, относятся: а) к карбону, когда возник крупный осадочный бассейн, протягивавшийся от Урала через плато Воринг и грабен Викинга до Северного моря и Средней Европы; б) к средней—поздней юре, когда осадочный бассейн значительно углубился и распространился по всей арктической области [Грамберг и др., 1984; Eldholm et al., 1984]; в) к началу раннего мела, когда произошли базальтовые излияния в районе Свальбарда [Birkenmajer, 1981] и на Земле Франца-Иосифа. Шельфовый осадочный бассейн Карского моря с его продолжением в Западно-Сибирский бассейн существует по крайней мере с триаса, что документировано скважинами на Ямале [Нестеров и др., 1984]. С.В. Аплонов доказал существование триасовой океанической коры под Ямало-Пуровским авлакогеном на севере Западной Сибири. Осадочные бассейны на шельфе Чукотского моря и моря Бофорта по южному обрамлению Канадского океанического бассейна начали развиваться с карбона [Grantz, May, 1984]. Они продолжают на север Аляски [Defferman, 1973; Dütro, 1981; Grantz, May, 1984]. В позднем палеозое и раннем мезозое, до раскрытия Канадского бассейна, они соединились со Свердрупским бассейном в Канадском Арктическом архипелаге, который формировался с визе до позднего мела [Balkwill, 1978; Kerr, 1981]. Во время его развития было несколько дополнительных фаз растяжения, отмеченных излиянием базальтов в карбоне, перми, юре и раннем мелу [Balkwill, 1978]. На северо-востоке Гренландии к древним шельфам относится бассейн моря Уэнделла, выполненный толщей пород, формировавшейся от карбона до юры [Dawes, Peel, 1981]. Существование обширных шельфовых бассейнов вокруг Арктики указывает на то, что начиная с девона континентальные окраины арктической области принадлежали к пассивному типу и были обращены в сторону устойчивого океана; таким океаном могла быть Панталасса. Основание, подстилающее осадочные бассейны на шельфе и суше, состоит из древних платформ, и разделяющих их орогенических поясов. Стабильные области отвечают прошлым континентам, орогенические пояса возникли на месте разделявших их океанических бассейнов и отмечают зоны столкновения континентов.

В арктическую область своими северными оконечаниями входят древние платформы: Восточно-Европейская с Балтийским щитом, Сибирская с Анабарским массивом и Северо-Американская с Канадским щитом. Первые две разделены Уральским поясом, складчатость в котором закончилась в начале триаса на юге и в конце триаса на севере, в районе Новой Земли. Уральский палеоокеан существовал между Восточной Европой и Сибирью в палеозое [Hamilton, 1970; Zonenshain et al., 1984]. Вероятно, Уральский пояс через трансформный разлом соединялся с Южно-Таймырским складчатым поясом, отделяющим Сибирь от докембрийского фундамента Карского массива (Северный Таймыр и о-ва Северная Земля). В этом случае допускается допозднеюрский правосторонний сдвиг амплитудой 450 км (складчатость в Южно-Таймырском поясе закончилась к концу юры [Погребницкий, 1971]).

Восточно-Европейская и Северо-Американская платформы граничат по каледонскому складчатому поясу, который разделен Норвежско-Гренландским океаническим бассейном на две части. Его главная часть с хорошо развитыми океаническими комплексами находится в Скандинавии, где каледониды надвинуты на Восточно-Европейскую платформу [Хольтедаль, Вольф, 1978; Strand, Kulling, 1972]. В районе Варангерфьорда каледонский пояс поворачивает на север и уходит на о-в Медвежий и далее к о-вам Свальбард [Birkenmajer, 1981]. Завершение складчатости относится ко времени 400—420 млн лет. На западной стороне Атлантики каледонские движения происходили в Восточно-Гренландском складчатом поясе. Здесь в деформацию вовлечены древнее основание и перекрывающие его миогеосинклиналильные осадки позднего докембрия,

кембрия и ордовика. Деформации, как и на другой стороне Атлантики, завершились здесь перед девонем. Каледонские складчатые образования возникли на месте палео-Атлантического океана (Япетус) и маркируют шов столкновения Восточной Европы и Северной Америки.

На севере Восточно-Европейской платформы, от Скандинавских каледонид до Урала, протягивается Тиманский складчатый пояс с деформациями конца докембрия [Гетцен, 1975]. Он отделяет Баренцево море и Печорский бассейн от Восточно-Европейской платформы. По данным Ю.П. Ершова и др. [1974], на юге Баренцева моря располагается дорифейский массив. По-видимому, Тиманский пояс — это шов столкновения малого континента Баренции с Восточной Европой в конце докембрия.

Иннуитский складчатый пояс протягивается по северной окраине Гренландии и Канадского Арктического архипелага, переходя далее на запад в структуры хребта Брукса. Пояс сложен деформированными докембрийскими и нижнепалеозойскими породами. Южный край пояса образован Арктической платформой, относящейся к склону Северо-Американского кратона, а с северной стороны пояса развит кластический клин, сложенный материалом, принесенным с севера [Dawes, Soper, 1973; Dawes, Peel, 1981; Kerr, 1981; Dütro, 1981]. Деформации пояса, объединяемые в элсмирскую орогению, происходили на протяжении девона (до раннего миссисипия), т.е. позже, чем в каледонских складчатых поясах. В это время территория пояса была поднята и подвергалась размыву. Продолжение Иннуитского пояса на восток можно, вероятно, видеть на Северной Земле, где кембрийско-ордовикский комплекс был деформирован перед силуром, а затем вместе с силурийскими и девонскими отложениями подвергся складчатости в конце девона, что сопровождалось внедрением гранитов. Это явилось результатом столкновения континента Арктида с Евразией.

Остатки фундамента Арктиды сохранились в ряде древних массивов (см. рис. 1). Наиболее крупным из них является Карский массив, включающий Северный Таймыр и юг Северной Земли [Погребинский, 1971], где кристаллические комплексы перекрыты слоями с кембрийской фауной и характеризуются изотопными датировками в 2400–2300 млн лет для гнейсов и 1100–850 млн лет для прорывающих их гранитов [Хаин, 1979]. Докембрийские метаморфические породы о-ва Большой Ляховский слагают другой массив [Генин и др., 1977]. Основание Чукотского складчатого пояса, п-ова Сьюард и о-ва Врангеля также докембрийское. Выходы докембрия на Восточной Чукотке и п-ове Сьюард составляют единый массив. На Восточной Чукотке кристаллические сланцы и гнейсы охарактеризованы изотопными датировками от 1580 до 650 млн лет. Для п-ова Сьюард известны рубидий-стронциевые определения возраста в 750 млн лет [Churkin, Trexler, 1981]. К востоку от полуострова, в Сланцевом поясе хребта Брукса, докембрийские кристаллические породы прорваны гранитами с возрастом 970 млн лет [Churkin, Trexler, 1981]. Повсюду на Чукотке, Аляске, о-ве Врангеля и в Сланцевом поясе хребта Брукса докембрийское основание перекрыто шельфовыми, существенно карбонатными отложениями ордовика, силура, девона и карбона. Наконец, к арктическим массивам принадлежит Пирия — северная геантиклиналь Иннуитского складчатого пояса, поставившая обломочный материал в кластический клин на юге. Для метаморфических толщ Пирии известны изотопные датировки 1000–800 млн лет [Kerr, 1981].

Ныне остатки фундамента Арктиды разбросаны по периферии арктических океанических бассейнов, но если последние закрыть (рис. 2), то разрозненные массивы соберутся вместе в ядро раннепалеозойского континента. Иннуитский и Северо-Земельский складчатые пояса отмечают зоны столкновения Арктиды с Евразией. На рис. 2 видно, что со стороны Карского массива (Таймыр), Чукотки и Аляски Арктида в позднем палеозое и раннем мезозое не была соединена с Сибирью.

Верхояно-Колымский пояс состоит из Верхоянской складчатой зоны, магматической дуги хребта Черского, Омолонского массива и Южно-Анюйской шовной зоны.

Верхоянская зона сложена мощным (10–12 км) осадочным комплексом, начинающимся с венда и кончающимся верхней юрой. Внутри его нет структурных несогласий.



Рис. 2. Раннеюрская реконструкция, показывающая древние арктические массивы, собранные в континент Арктида, приключенный к Лавразии

1 – контуры континентов; 2 – контуры блоков; 3 – выступы фундамента Арктиды; 4 – контур шельфа Канарского бассейна; 5 – участки перекрытия блоков при реконструкции

Существенная фациальная перестройка приходится на конец раннего карбона: до этого преобладали мелководные карбонатные осадки, иногда эвапориты, затем начали отлагаться обломочные толщи, поступающие за счет размыва поднятий фундамента Сибирского континента. Весь этот комплекс отвечает осадочной призмe пассивной окраины Сибирского континента с возрастающими к его краю мощностью и мористостью условий. Длительное существование пассивной окраины (около 500 млн лет) указывает на ее соседство с обширным океаном. Складчатость охватила большую часть Верхоянской зоны в раннем меле. На значительной ее части слои были сорваны с основания и смяты в линейные складки. Во фронтальной части зоны возникли надвиги и покровы, перемещенные в сторону Сибирского континента. Внедрение послескладчатых гранитов относится к рубежу 90 млн лет.

Магматическая дуга хребта Черского включает два элемента – Илинтьасский вулканический пояс и Колымский пояс гранитных батолитов. Илинтьасский пояс формировался в поздней юре, начиная с келловея. Он состоит из известково-щелочных вулканитов, перемежающихся турбидитами и олистостромами.

Южно-Анойская зона сложена офиолитами и островодужными комплексами верхней юры и нижнего мела [Натальин, 1979]. Она представляет собой шов столкновения Чукотки с Омолонским массивом. На ее месте в триасе и юре существовал океанический бассейн, который был закрыт в конце юры – начале мела в ходе субдукции океанической коры в основном под Омолонский массив. Складчатая структура формировалась в очень короткий промежуток времени между неокмомом и аптом.

Образование структуры Верхояно-Колымского пояса произошло одноактно и быстро — на протяжении раннего мела. В середине мела (начиная с апта) на все структуры резко несогласно был наложен Охотско-Чукотский вулканический пояс.

Крайние южные части Чукотского полуострова (Корякия) и Аляски заняты чужеродными комплексами, которые наращивали окраины Евразии и Северной Америки начиная с поздней юры и раннего мела. Большинство этих комплексов, таких, как Врангелия, Хатырский, Талово-Майнский, прodelали многотысячекилометровый путь, прежде чем столкнулись с окраиной Лавразии [Churkin, Trexler, 1981]. Они возникли в тропическом поясе и к Арктике прямого отношения не имеют.

Геологические материалы свидетельствуют о следующей смене событий в развитии Арктики: 1) столкновение Восточной Европы и Северной Америки перед девонем, каледонский орогенез и образование Евразии; 2) столкновение Арктиды с Евразией в девоне, элсмирский орогенез; 3) столкновение Сибири (и Казахстана) с Евразией в позднем палеозое, герцинский орогенез и образование Лавразии; 4) спокойное развитие в конце палеозоя и раннем мезозое, триасовый рифтинг в Западной Сибири, формирование глубоких шельфовых осадочных бассейнов; 5) начало раскола и распада Лавразии в поздней юре, рифтинг в Северном море и Норвежско-Гренландском бассейне, раскрытие Канадского бассейна и одновременно столкновение Чукотки и Новосибирских островов с Сибирью и Омолонским массивом, завершившееся в начале мела; 6) продолжающийся раскол Лавразии в среднем и позднем мелу с образованием Лабрадорского и Северо-Атлантического (к югу от Исландии) океанических бассейнов; 7) раздвижение Северной Америки и Евразии в кайнозое, образование Норвежско-Гренландского и Евразийского бассейнов.

Чтобы изобразить эту историю в виде карт, т.е. чтобы определить пространственное положение отдельных континентальных массивов на земной сфере и по отношению друг к другу, использованы результаты палеомагнитных исследований и данные по кинематике литосферных плит.

### ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ

Кривые кажущейся миграции палеомагнитных полюсов построены для Восточной Европы [Палеомагнитология, 1982], Северной Америки [Irving, 1983] и Сибири [Палеомагнитология, 1982]. Координаты палеомагнитных полюсов даны в табл. 1, а кривые кажущейся миграции полюсов показаны на рис. 3. Хотя есть несоответствие между триасовыми и позднепалеозойскими палеомагнитными полюсами трех этих континентов [Van der Voo et al., 1984], в целом палеомагнитные данные убедительно свидетельствуют о разобщенности Восточной Европы и Северной Америки до девона и их соединения после девона, а также о разобщенности Восточной Европы и Сибири вплоть до раннего триаса. Чтобы Сибирь и Восточная Европа смогли соединиться в конце палеозоя (в соответствии с палеомагнитными данными для девона), необходимо повернуть Сибирь относительно Европы на  $60^\circ$  по часовой стрелке и придвинуть к Европе на 3000 км. Палеомагнитные данные указывают также, что три континента в раннем палеозое находились в экваториальном поясе и последовательно перемещались к северу. В конце мела широтное положение континентов было близким к современному.

Палеомагнитные данные согласуются с палеоклиматическими. Широко распространенные ордовикские и силурийские рифовые известняки отвечают положению континентов в то время в экваториальном поясе. Девонские красноцветы, протянувшиеся через Северо-Западную Европу, Восточную Гренландию, Шпицберген и Северную Землю, маркируют аридные условия низких широт. Равным образом и пермские эвапориты и известняки, слагающие обширную провинцию, включавшую Урал, Шпицберген, бассейны Свердруп, цехштейновый бассейн Европы, отвечают аридному поясу и противопоставляются северному гумидному поясу, в котором накапливались мощные кластические толщи и угли Восточной Сибири и Верхоянского пояса.

Т а б л и ц а 1  
Координаты палеомагнитных полюсов для континентов Арктики

Период,	эпоха	Северная Америка		Восточная Европа		Сибирь		Омолон	
		Координаты, град.							
		с.ш.	в.д.	с.ш.	в.д.	с.ш.	в.д.	с.ш.	в.д.
K	K <sub>2</sub>	70	206*	78	188 <sup>2*</sup>	То же, что для Восточной Европы			
	K <sub>1</sub>	70	184*	75	189 <sup>2*</sup>	То же			
J	J <sub>3</sub>	66	187	71	150 <sup>2*</sup>	"		66	153 <sup>3*</sup>
	J <sub>1</sub>	68	140*	70	121 <sup>2*</sup>			70	195 <sup>4*</sup>
T		53	107*	51	153 <sup>3*</sup>	49	149 <sup>3*</sup>	45	279 <sup>5*</sup>
								58	233 <sup>4*</sup>
P	P <sub>2</sub>	52	114*	45	162 <sup>3*</sup>				
	P <sub>1</sub>	44	118*	40	167 <sup>3*</sup>	45	141 <sup>3*</sup>		
C	C <sub>3</sub>	37	124*	41	169 <sup>3*</sup>				
	C <sub>1</sub>	34	128*	32	163 <sup>3*</sup>	30	150 <sup>3*</sup>	34	232 <sup>6*</sup>
D	D <sub>3</sub>	44	122*	24	160 <sup>3*</sup>	20	140 <sup>3*</sup>	21	222 <sup>6*</sup>
	D <sub>1</sub>			31	161 <sup>3*</sup>	15	116 <sup>3*</sup>		
S		29	123*	38	155 <sup>3*</sup>	-10	104 <sup>3*</sup>		
O		33	138*	30	143 <sup>3*</sup>	-21	131 <sup>3*</sup>		

\* [Irving, 1983].

<sup>2\*</sup> [Westphal, 1986].

<sup>3\*</sup> [Палеомагнитология, 1982].

<sup>4\*</sup> [Печерский, 1970].

<sup>5\*</sup> [Ложкина, 1981].

<sup>6\*</sup> [Колосов, 1981].

Т а б л и ц а 2  
Палеошироты ( $\varphi$ ) и палеосклонения ( $\lambda$ ) для современной точки 65° с.ш., 165° в.д., рассчитанные с учетом координат палеомагнитных полюсов для Сибири и Омолонского массива (см. табл. 1)

Палеомагнитный полюс	D <sub>3</sub>		C <sub>1</sub>		T		J	
	$\varphi$	$\lambda$	$\varphi$	$\lambda$	$\varphi$	$\lambda$	$\varphi$	$\lambda$
Сибирский	43	206	54,5	195	74	204	81	12
Омолонский	30	106	38	90	45	30*	87	112*
					56,5	67 <sup>2*</sup>	76	54 <sup>2*</sup>

\* [Храмов, 1982].

<sup>2\*</sup> [Печерский, 1970].

К сожалению, нет палеомагнитных данных для массивов Арктиды, поэтому о широтном положении Арктиды можно судить лишь по осадочным комплексам — индикаторам климата. Ордовик и силур Арктиды представлены в основном шельфовыми рифовыми известняками, что указывает на низкие широты. Девон состоит частично из красноцветов, частично из карбонатов, что говорит о перемещении Арктиды вместе с Евразией в более высокие широты. Среди каменноугольных и пермских отложений большое

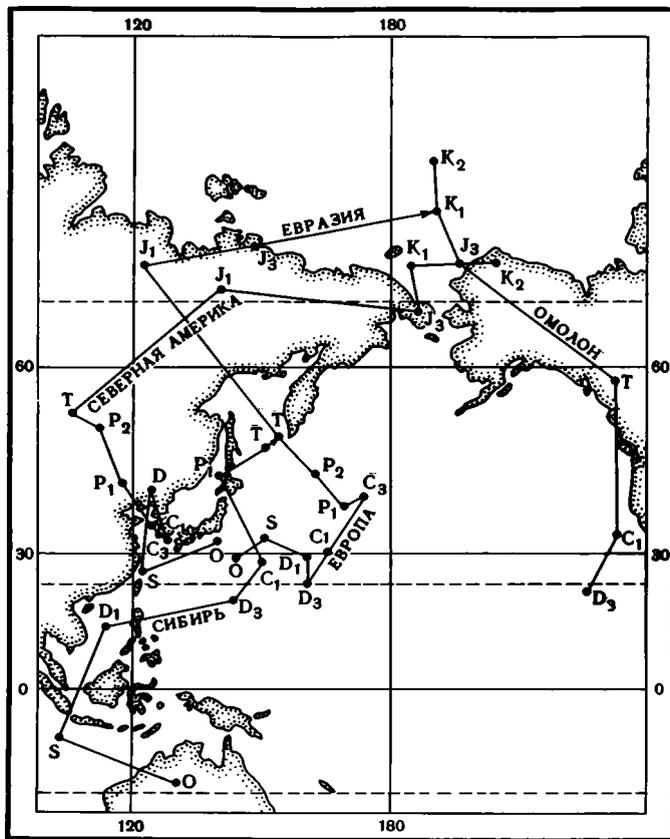


Рис. 3. Кривые кажущейся миграции палеомагнитных полюсов для Европы, Сибири, Северной Америки и Омолон (в соответствии с данными табл. 1)

место занимают известняки и эвапориты аридного пояса, например на Новосибирских островах, Чукотке, о-ве Врангеля [Каменева, 1977].

Лишь для Омолонского массива имеются палеомагнитные определения для позднего палеозоя и мезозоя [Печерский, 1970; Колосов, 1981; Ложкина 1981]. Были рассчитаны значения палеоширот и направлений на полюс для условной точки с современными координатами  $65^{\circ}$  с.ш.,  $165^{\circ}$  в.д. (табл. 2), из которых следует, что массив в позднем палеозое и триасе был отделен от Сибири и находился в широтах  $30-45^{\circ}$ , тогда как если бы данная точка двигалась вместе с Сибирью, то она переместилась бы за это время с  $43$  до  $74^{\circ}$  с.ш. Разница в палеомагнитных векторах указывает на то, что массив должен был повернуться по часовой стрелке не менее чем на  $100^{\circ}$ , чтобы занять свое современное положение по отношению к Евразии. В юре палеомагнитные различия исчезают, что указывает на приближение массива к Сибири.

#### КИНЕМАТИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Тектоническая история Арктики в мезозое и кайнозое определяется прежде всего взаимодействием двух плит – Евразийской и Северо-Американской [Herron et al., 1974]. Расчеты параметров движения этих плит [Pitman, Tolwani, 1973] показали, что при раскрытии Северной Атлантики в Арктике между Чукоткой и Аляской–Канадой должно было происходить сближение плит. В связи с этим Э. Херрон с соавторами считали хребт Альфа структурной формой, возникшей над границей сжатия.

Таблица 3

Параметры относительного движения Северной Америки и Евразии [Карасик и др., 1983; Савостин и др., 1984; Olivet et al., 1984]

Период, млн лет	Координаты полюса вращения, град.		Угол поворота, град.	Период, млн лет	Координаты полюса вращения, град.		Угол поворота, град.
	с.ш.	в.д.			с.ш.	в.д.	
0-20	64,5	136,5	3,76	0-80	81,6	150,3	23,8
0-35	73	133	8,16	0-110	89,14	-103,14	29,6
0-54	63,16	139,13	12,48	0-130 (начальное совмещение)	86,4	158,5	30,21

Таблица 4

Параметры дифференциальных движений Северной Америки и Евразии, рассчитанные по данным табл. 3

Период, млн лет	Северная Америка по отношению к Евразии		Евразия по отношению к Северной Америке		Угол поворота, град.
	° с.ш.	° в.д.	° с.ш.	° в.д.	
120-0	65,5	136,5	64,5	136,5	3,11
35-20	79,86	122,88	80,16	128,54	4,47
54-35	45,77	146,3	45,33	140,80	4,66
80-65	79,80	-36,85	78,30	-76,30	12,60
110-80	59,35	-21,75	58,95	-51,06	7,03
130 (начальное совмещение) - 110	15,24	160,64	15,64	131,00	2,06

Для реконструкций мы использовали опубликованные параметры относительного движения Евразии и Северной Америки (табл. 3).

До раннего мела перемещений Евразии относительно Северной Америки не было, и события, связанные с раскрытием Канадского бассейна в поздней юре и раннем мелу, происходили внутри единой в то время Лавразии. К раннему мелу относится начальный раскол Лавразии, но разделение плит началось лишь в среднем мелу. К концу мела были созданы океанические бассейны между Иберией и Ньюфаундлендом, Рокколл, морей Лабрадор и Баффина между Гренландией и Северной Америкой.

Дифференциальные параметры движения Евразийской и Северо-Американской плит (табл. 4) позволяют судить о взаимодействии плит в Арктике. На рис. 4 показаны траектории движения некоторых точек Северо-Американской плиты по отношению к Евразии. В соответствии с изменением положения полюса вращения Северной Америки и Евразии можно выделить три фазы взаимодействия этих плит в Арктике. В первую фазу, в период начального раскола, в раннем мелу полюс вращения находился далеко на юге. Это обусловило появление в Арктике растяжений величиной 200 км у Северного полюса и 300 км в районе разлома Чарли Гиббса. С этой фазой, видимо, были связаны раннемеловой базальтовый вулканизм (от Гренландии до о-вов Де Лонга) и образование рифтов Северного моря.

Во вторую фазу (от 110 до 55 млн лет) полюс относительного движения Северо-Американской и Евразийской плит находился в районе Гренландии и о-ва Элсмир. В соответствии с этим по направлению к Атлантике плиты раздвигались, а по направлению к Северному полюсу и далее к Берингову проливу сближались. В Чукотском море величина сближения плит составила 900 км, в районе северной части о-ва Элсмир — 350 км. Таким образом, в позднем мелу—палеоцене в Арктике должны были существо-

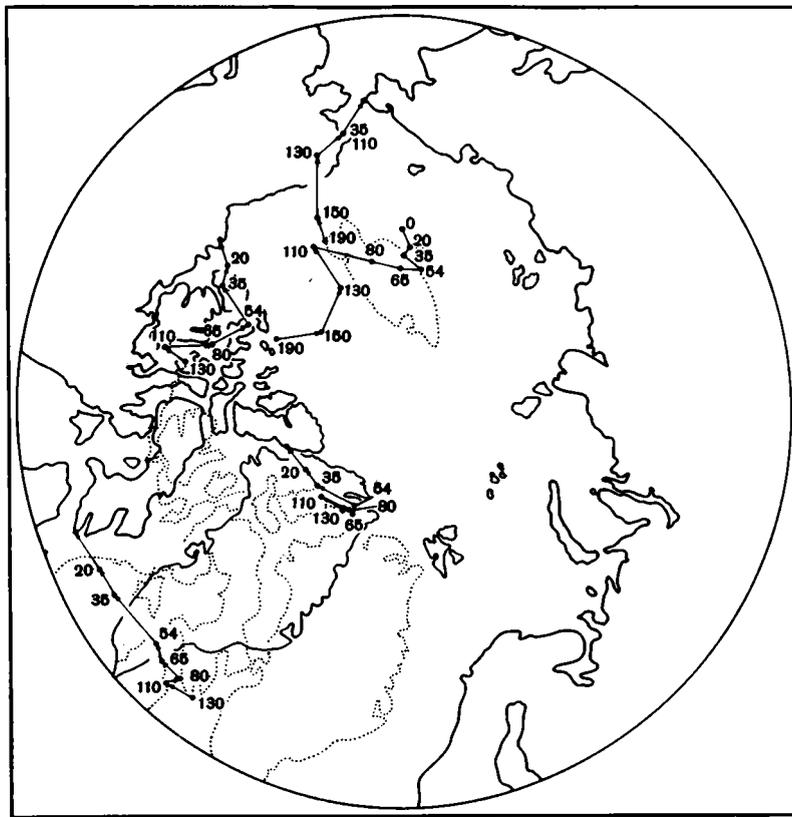


Рис. 4. Траектории движений Северной Америки по отношению к Евразии внутри Арктики (в соответствии с данными табл. 4)

Цифрами обозначен возраст в миллионах лет. Точками показано положение Северной Америки, Гренландии и Чукотки 190 млн лет назад

вать структуры, порожденные сближением Северной Америки и Евразии [Herron et al., 1974]. В качестве пояса сжатия мы рассматриваем складчатый фронт, протягивающийся от хребта Брукс через п-ов Пойнт-Хоп до о-ва Геральд и о-ва Врангеля и далее переходящий в поднятия Менделеева и Альфа. Для сближения на 1000 км необходимо допускать, что, кроме континентального сокращения, шло также поглощение океанической коры и что Канадский бассейн был в направлении от Аляски к хребтам Менделеева и Альфа больше современного на 900 км.

Третья фаза относится к кайнозойской истории, когда полюс раскрытия Северной Атлантики и арктических бассейнов находился в основном в Восточной Сибири. Сближение Северной Америки с Евразией выразилось в ороклинном изгибе орогена хребет Брукс—о-в Геральд, а также в деформациях, рассеянных в хребтах Северо-Востока СССР и приведших к воздыманию гор в третичное время.

#### РЕКОНСТРУКЦИИ ПЛИТ

На рис. 5–16 показаны реконструкции Арктики для различных моментов — от 460 до 35 млн лет назад. При построении карт использованы геологические, палеомагнитные и кинематические данные, изложенные выше. Все карты составлены в косомеркаторской проекции с полюсом в точке, имеющей координаты  $0^\circ$  с.ш. и  $180^\circ$  в.д. Основной реконструкцией является взаимное положение Европы, Сибири и Северной Аме-

рики, причем Европа принята в качестве неподвижного элемента системы отсчета. Положение Северной Америки относительно Европы в период до 130 млн лет определено в соответствии с кинематическими параметрами (см. табл. 3). На реконструкциях, соответствующих интервалу 400–130 млн лет, Северная Америка соединена с Европой в континент Еврамерика. Сибирь (с Казахстаном) показана соединенной с Европой начиная с карты, отражающей положение континентов 235 млн лет назад. Относительное положение Сибири и Европы на реконструкциях для периода 280–460 млн лет и положение Северной Америки и Европы 460 млн лет назад показаны в соответствии с реконструкциями Л.П. Зоненшайна с соавторами [Zonenshain et al., 1985].

Наиболее сложным является вопрос реконструкции положения отдельных арктических массивов относительно континентов раннемезозойской Пангеи. Уже упоминались две альтернативные точки зрения. Открытие мезозойской системы магнитных аномалий в Канадском бассейне, веерообразно расходящихся к северу примерно от дельты р. Маккензи, как будто однозначно указало на предпочтительность вывода о том, что при этой реконструкции следует закрыть Канадский бассейн, вращая Аляскинско-Чукотский блок по часовой стрелке.

В предлагаемом варианте раннемезозойской компоновки континентов (см. рис. 2) поднятие Ломоносова придвинуто к краю шельфа Земли Франца-Иосифа и Северной Земли. Субконтинентальное поднятие Альфа–Менделеева сочленено с поднятием Ломоносова по изобате 2000 м с тем, чтобы закрыть бассейн Макарова. Северный Таймыр с Северной Землей, Землей Франца-Иосифа и поднятиями Ломоносова и Альфа–Менделеева, образующие Карский массив, перемещены на 600 км к северо-северо-востоку вдоль предполагаемого трансформного разлома, соединяющего северную оконечность Новой Земли с Южно-Таймырским складчатым поясом. Такого рода перемещение вытекает из необходимости сближения Северного Таймыра и Сибири, чтобы получить деформацию Южно-Таймырского складчатого пояса. Величина сближения отвечает закрытию океанической брешки между Гренландией и о-вом Элсмир, возникающей при конечном совмещении Гренландии со Скандинавией и Северной Америкой.

Магнитные аномалии в Канадском бассейне включают две системы: с M25 по M20, вытянутую параллельно Канадскому шельфу и хребту Нортвинд со стороны Чукотского плато, и с M20 по M12, веерообразно расходящуюся на север от Аляскинского шельфа в районе дельты р. Маккензи [Vogt et al., 1979, 1984]. Они свидетельствуют о двух стадиях раскрытия бассейна. В соответствии с этим выполнена реконструкция. Чтобы совместить аномалии молодой веерообразной системы, Аляскинско-Чукотский блок повернут на 45° по часовой стрелке вокруг полюса, находящегося вблизи дельты р. Маккензи. Оставшееся зияние закрывается, если к краю Канадского шельфа параллельно краю Аляскинского шельфа придвинуть Чукотское плато, а вместе с ним блок Новосибирских островов.

Эта реконструкция расположения блоков Арктики в раннем мезозое является исходной как для более молодых, так и для более древних реконструкций. На ней (см. рис. 2) хорошо проступает контур континента Арктида, приращенного к Лавразии.

Границы литосферных плит для времени моложе 155 млн лет приведены в соответствии с линейными магнитными аномалиями и геологическими комплексами-индикаторами границ плит. Для времени древнее 155 млн лет главным указанием на границы плит являются геологические комплексы, особенно магматические.

**Реконструкция на 460 млн лет** (рис. 5). Реконструкция в достаточной мере условна и ориентируется главным образом на палеомагнитные данные. Четыре разобщенных континента — Восточная Европа, Сибирь, Северная Америка и Арктида — находились в экваториальном поясе. Европа и Северная Америка были разделены океаном Япетус шириной не менее 2500 км. Уральский океан отделял Восточную Европу от Сибири и Казахстана и еще не достиг максимальной ширины. В ордовике она составляла около 1000 км. Арктида была самостоятельным континентом размером 4000 X 2000 км. Она отделялась от Сибири и Северной Америки, по-видимому, неширокими океаническими проливами, следующими вдоль трансформных разломов.

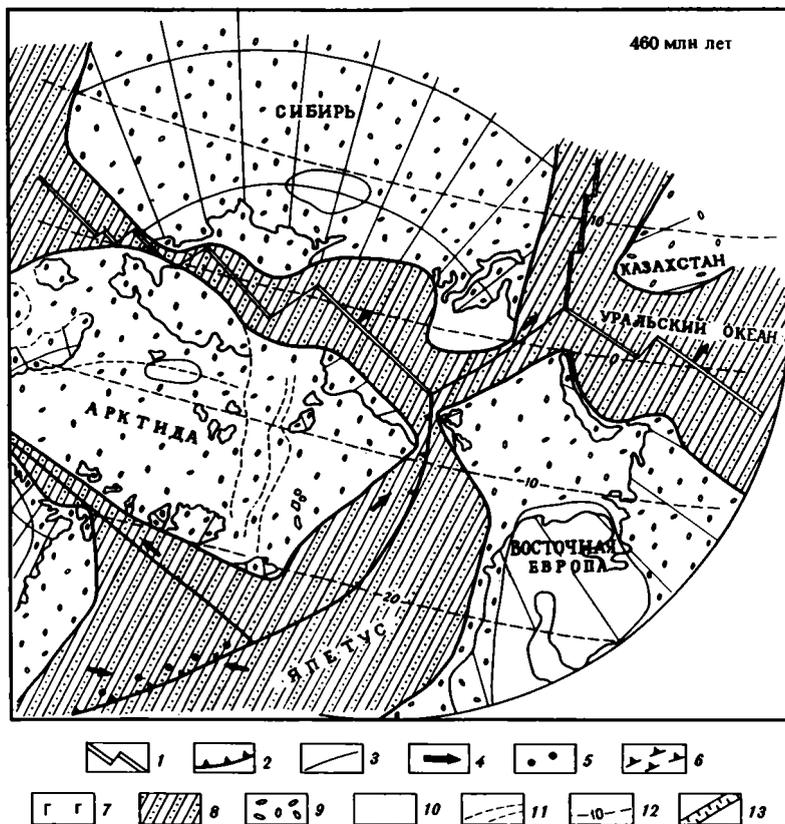


Рис. 5. Реконструкция на 460 млн лет

Условные обозначения к рис. 5-16: 1 - границы раздвижения плит; 2 - границы сближения плит; 3 - трансформные разломы; 4 - направление относительных движений; 5 - проявления известково-щелочного вулканизма; 6 - надвиги и складки; 7 - базальтовый вулканизм на континентах; 8 - океанические бассейны; 9 - мелководные моря; 10 - суша; 11 - контуры блоков; 12 - палеошироты; 13 - рифты

Континенты почти полностью были под водой. Участки суши существовали на месте Анабарского массива, Балтийского и Канадского щитов. Широко распространенное в ордовике на арктических континентах спокойное карбонатакопление (иногда с гипсами) находится в соответствии с обширной морской трансгрессией, а также с положением континентов в низких широтах. Кластические толщи ордовика установлены лишь в складчатых поясах. Кварциты и кварцевые конгломераты, ассоциирующие с бимодальными вулканидами, на Западном Урале приурочены к грабенам, возникшим при расколе окраины Восточной Европы и образовании Уральского океана. В Инуитском поясе формация Хазен представлена граптолитовыми сланцами, часто с радиоларитами, переходящими в турбидиты [Trettin, 1973]. Они были принесены с Арктиды и отмечают собой континентальное подножие, протягивающееся вдоль ее склона. К отложениям континентального подножия следует отнести ордовикские турбидиты скандинавских каледонид [Strand, Kulling, 1972]. На Новосибирских островах установлена смена мелководных шельфовых известняков мощной обломочной толщей ордовика по направлению к бассейну, отделявшему Арктиду от Сибири [Генин и др., 1977].

Была ли Арктида в доордовикское время самостоятельным континентом или оторвалась от другого континента? Возможно, фундамент ее был сформирован бай-

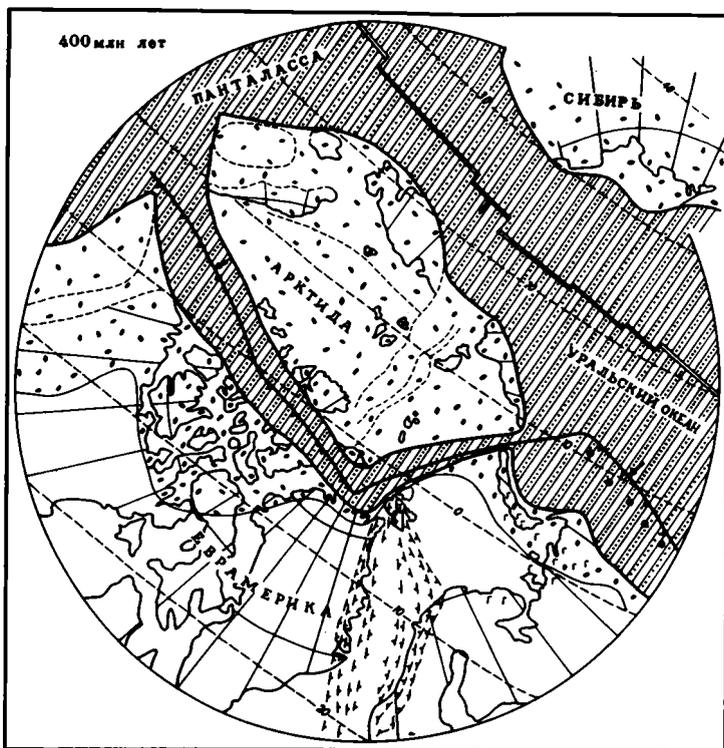


Рис. 6. Реконструкция на 400 млн лет  
Условные обозначения см. на рис. 5

кальской орогенией в результате аккреционной тектоники. В этом отношении Арктида сильно отличается от соседних континентов с их древними кристаллическими ядрами-щитами. Поэтому Арктида, видимо, была самостоятельным континентальным блоком, созданным в конце докембрия. Ее аналогом в Арктике является Баренция — часть Восточной Европы, припаянная к Балтийскому щиту в самом конце докембрия вдоль Тиманского складчатого пояса.

**Реконструкция на 400 млн лет (рис. 6).** К началу девона произошло два события: Северная Америка столкнулась с Восточной Европой, закрыв океан Япетус, и широко раскрылся Уральский океан. Вдоль зоны столкновения возник складчатый пояс, включавший каледониды Скандинавии, Шпицбергена и Восточной Гренландии. В результате образовался так называемый континент Красного песчаника, где в грабенах и межгорных депрессиях накапливались наземные грубообломочные отложения, как, например, на Шпицбергене, где накопилась толща мощностью до 6 км [Birkenmajer, 1981].

Уральский океан был широким (2500–3000 км) проливом, связывавшим океан Панталасса с океаном палео-Тетис. В пределах Арктического региона Уральский океан был обрамлен с юга Восточной Европой и Арктидой, а с севера Сибирью. Океан принадлежал к атлантическому типу. На его южной пассивной окраине, от Новой Земли до Южного Таймыра и Чукотки, накапливались в аридных условиях карбонатные осадки, иногда гипсоносные толщи. Северная пассивная окраина, относящаяся к Северной Сибири, также была представлена в основном карбонатным шельфом. На Новой Земле виден переход к глубоководным турбидитам и радиоляритам континентального подножия.

В начале девона Арктида была еще самостоятельным континентом, отделенным от Евразии бассейнами Иннуитского пояса. Столкновение с Евразией началось уже с

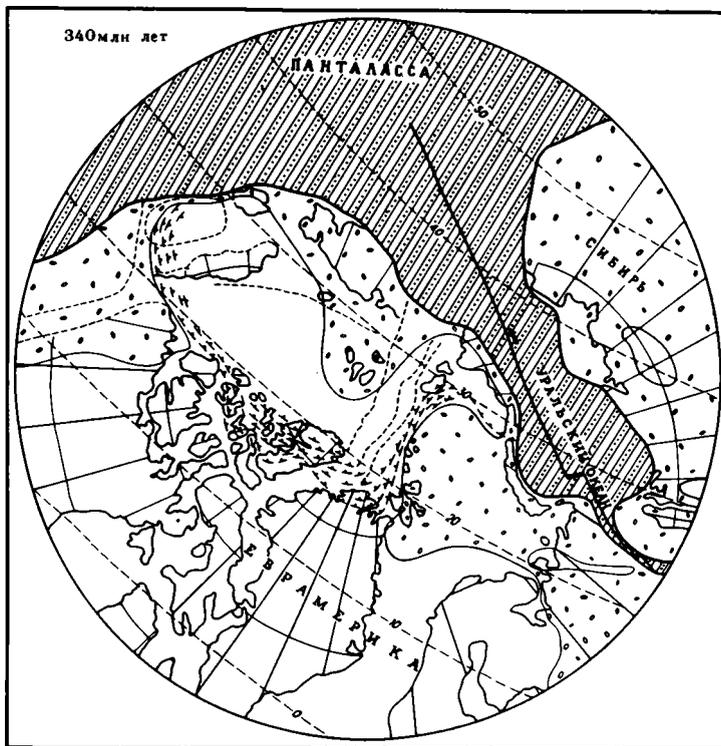


Рис. 7. Реконструкция на 340 млн лет  
Условные обозначения см. на рис. 5

середины девона (проявления складчатости на Северной Земле и на севере Новой Земли), распространяясь к востоку и охватив в конце девона Иннуитский пояс. Арктида в девоне была залита морем, кроме, может быть, небольших участков суши в Карском массиве и в массиве Пири, поставлявших обломочный материал в смежные бассейны. Арктические континенты находились, как и в ордовике, в тропическом поясе, несколько сместившись в целом к северу. Аридный пояс Южного полушария надежно маркируется красноцветами континента Красного песчаника. Экваториальная зона вырисовывается по распространению органогенных, в том числе рифовых, известняков вдоль пассивных окраин Уральского океана.

**Реконструкция на 340 млн лет (рис. 7).** К началу карбона Арктида столкнулась с Евразией и входила в ее состав вплоть до юры. Иннуитский складчатый пояс, протянувшийся от хребта Брукса до Северной Гренландии, продолжался в каледонские структуры Северной Земли. Существенно сократился Уральский океан, и намечались контуры позднепалеозойской Пангеи.

Значительные части континентов вблизи зон столкновения были подняты выше уровня моря. Огромный массив суши протягивался от Балтийского щита до Аляски. Море на континентах сохранилось только по соседству с океанами. На шельфах преобладало карбонатное осадконакопление.

К девону относится растяжение Баренцевоморского шельфа, свидетелями которого являются базальтовые излияния Новой Земли, Печорского бассейна, п-ова Канин, щелочные комплексы Хибин. К началу карбона оформилась депрессия (почти 1500 км в поперечнике) от моря Уэнделла через Шпицберген и Землю Франца-Иосифа до Печорского бассейна. Она прогибалась и заполнялась осадками до триаса, до времени столкновения в районе Новой Земли.

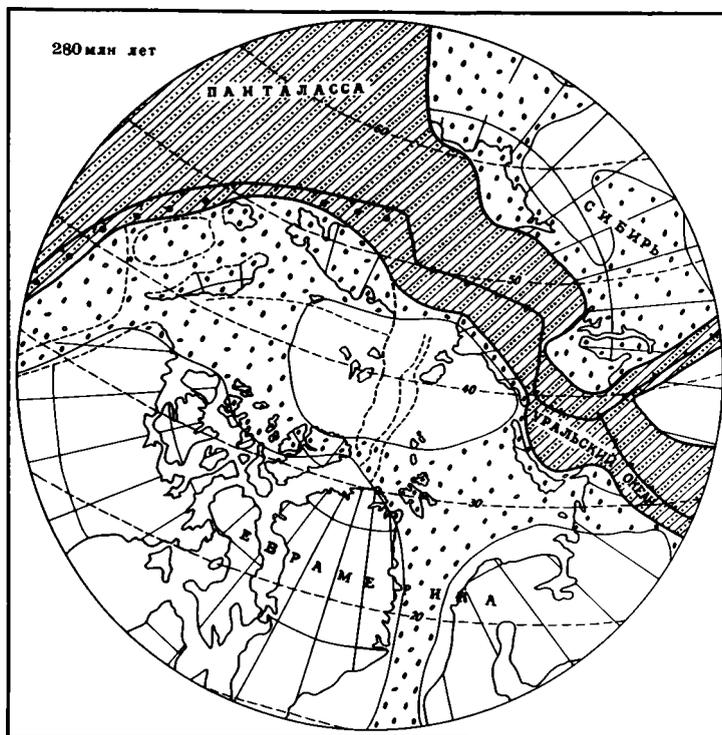


Рис. 8. Реконструкция на 280 млн лет  
Условные обозначения см. на рис. 5

В карбоне континенты переместились в низкие и умеренные широты Северного полушария.

**Реконструкция на 280 млн лет (рис. 8).** Конец карбона и начало перми являются временем образования суперконтинента Пангея. Зоны столкновения развивались между Сибирью и Восточной Европой, формировались крупные тектонические покровы.

Одновременно в визе (и позднее) растяжение охватило северную часть Еврамерики. Осадочные бассейны (Свердрупский и моря Уэнделла) соединились с Баренцевоморским. От океана Панталасса отходил океанический пролив (Уральский океан) с полосами морских бассейнов вдоль континентальных окраин. Обширные участки суши существовали на месте Балтийского и Канадского щитов. После длительного нахождения ниже уровня моря была осушена и начала размываться крупная область от Анабарского до Алданского щита, поставляя обломочный материал в Верхоянский и Тунгусский осадочные бассейны. На месте прежней Арктиды оформилась Карская суша, включавшая Северный Таймыр, Северную Землю, Пирию и в отдельные интервалы времени Новосибирские острова и о-в Врангеля. Карская суша была источником обломочного материала, поступавшего в бассейны Свердрупский, Баренцевоморский и Южно-Таймырский. К концу визе относится резкая смена характера седиментации на Верхоянской пассивной окраине Сибири: карбонатонакопление, господствовавшее с позднего докембрия до раннего карбона, сменяется аккумуляцией кластического верхоянского комплекса. Это связано с осушением Сибирской платформы и с возросшей расчлененностью рельефа Сибири, а также с тем, что Сибирь в это время переместилась из аридной зоны в гумидную и возникли крупные реки.

Действительно, в позднем палеозое продолжалось смещение континентов Арктического региона к северу. Сибирь попала в район Полярного круга и характеризуется бореальной фауной, тогда как фауна Восточной Европы и Северной Америки состав-

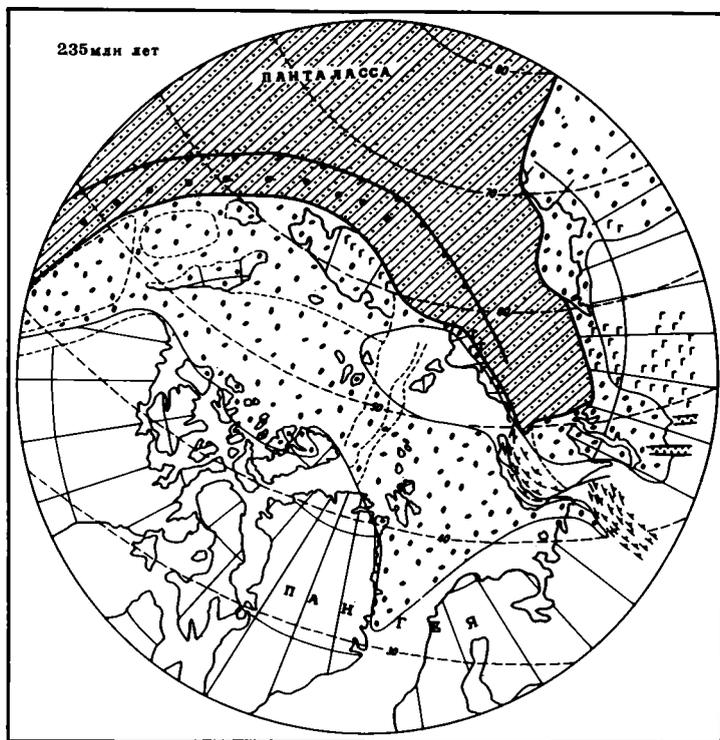


Рис. 9. Реконструкция на 235 млн лет  
Условные обозначения см. на рис. 5

ляет самостоятельную провинцию [Устрицкий, Степанов, 1976]. Данные по распространению осадочных комплексов подтверждают широтное положение континентов, установленное по палеомагнитным материалам. Позднекаменноугольные известняки, раннепермские рифы и красноцветные отложения и эвапориты Уральской окраины Восточной Европы, известняки и эвапориты позднего карбона и перми Свердрупского бассейна, каменноугольные известняки группы Лисбэрн на Аляске и их аналоги на о-ве Врангеля формировались в аридном поясе. Угли Тунгусского бассейна Восточной Сибири маркируют гумидный пояс. Ледниково-морские отложения Верхоянья отвечают положению данной части Сибири в районе Полярного круга.

**Реконструкция на 235 млн лет (рис. 9).** Все континенты собраны в Лавразию. В раннем триасе закончилось формирование Уральского складчатого пояса. Его продолжение через Новую Землю соединило Карский массив с Евразией.

Панталасса (или палео-Тихий океан) занимала большую часть полярной области. На юге океан вдавался узким (700–1200 км) заливом в глубь Лавразии, отделяя Чукотку и Карский массив от Сибири. Морские бассейны располагались по окраине Лавразии. Особенно широкими были Верхоянская и Чукотская окраины, принимавшие обломочный материал с континента Сибири, Северной Америки и Карского массива. Продолжал прогибаться обширный Баренцево-морский бассейн.

Известково-щелочные вулканические комплексы перми и триаса Алазейского плато и Верхояно-Колымской области [Натапов и др., 1977], а также чужеродные комплексы южных зон Аляски, в частности зоны Юкон–Коюкук [Churkin, Trexler, 1981], позволяют восстановить островную дугу и зону субдукции вдоль северного края континента. В этой зоне поглощалось океаническое ложе Панталассы.

Важным событием этого времени было проявление траппового вулканизма Сибири.

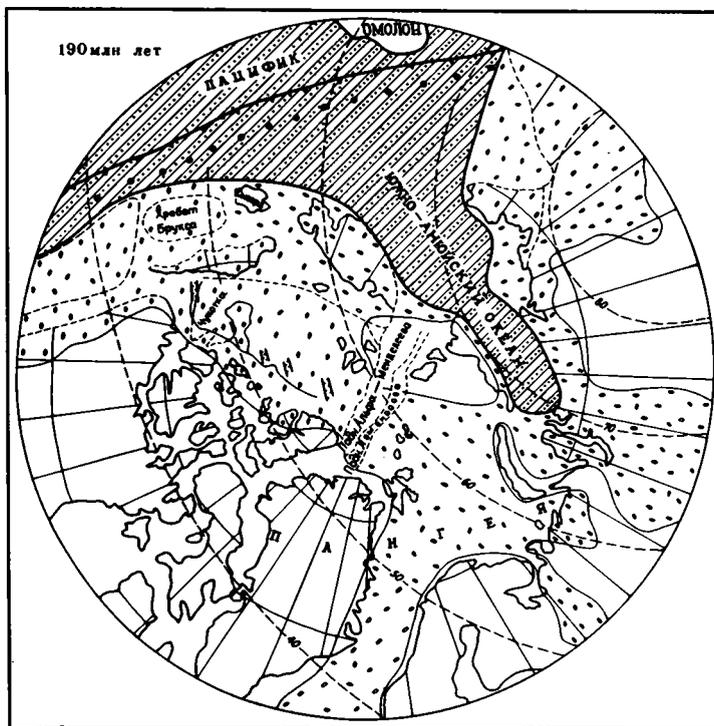


Рис. 10. Реконструкция на 190 млн лет  
Условные обозначения см. на рис. 5

Вулканические плато образовались на большей ее части. Базальты изливались и в грабенах Западной Сибири. Растяжение создало Западно-Сибирский бассейн, в центре которого находился Обский рифт, где шел спрединг океанического дна (С.В. Аплонов, устное сообщение, 1985 г.). Эти события примерно одновозрастны с триасовой фазой растяжения в Центральной Атлантике и поясе Тетис.

С триаса уже все арктические континенты попадают в географическую Арктическую область. Почти полное отсутствие карбонатакопления, широкое развитие обломочных толщ, формируемых реками за счет размыва континентальной суши, соответствуют широтному положению континентов.

Реконструкция на 190 млн лет (рис. 10). Раннеюрская реконструкция во многом похожа на триасовую. Существуют тот же океанический залив (или Южно-Анжуйский океанический бассейн) и те же континентальные окраины, залитые мелководными морями. До конца триаса залив был отгорожен от Тихого океана вулканической островной дугой. Ее остатки сохранились в поздне триасовых известково-щелочных вулканических комплексах восточной окраины Сибири. Л.М. Натапов и А.П. Ставский [1985] показали, что эта дуга, названная ими Алазейско-Олойской, протягивалась вдоль северного и восточного края Сибири.

В ранней юре близ зоны субдукции, сопровождаемой Алазейско-Олойской дугой, в океане располагался Омолонский микроконтинент, о чем можно судить по близости палеомагнитных полюсов Омолонского массива и Сибири.

В юрское время начинается новый этап развития Баренцевоморского бассейна. По данным многоканального сейсмопрофилирования методом МОВ ОГТ (А.Я. Гольмшток, устное сообщение, 1983 г.), на шельфе Баренцева моря юрская толща с несогласием залегает на триасе. Мощность юрско-меловых и кайнозойских отложений не превышает большей частью 1 км в отличие от 10–12 км, накопившихся с девона по триас.

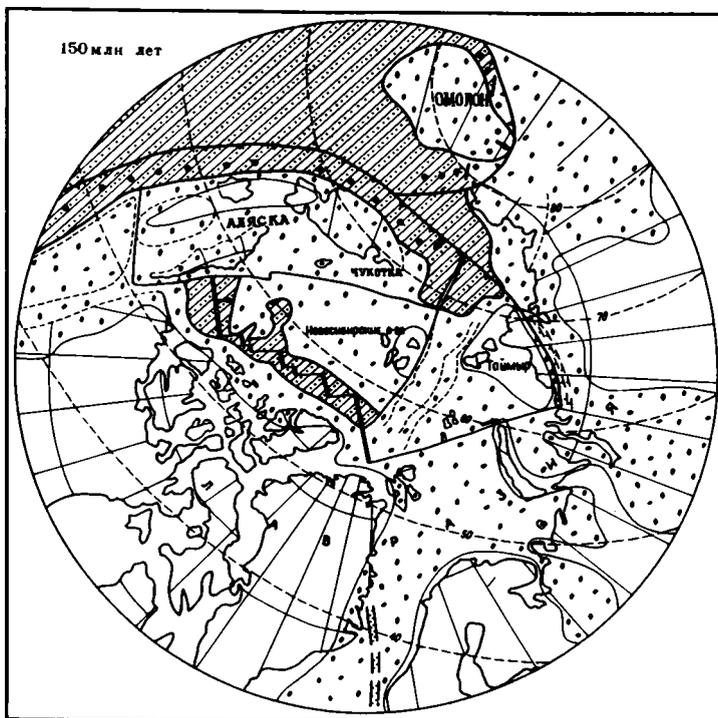


Рис. 11. Реконструкция на 150 млн лет  
Условные обозначения см. на рис. 5

Скорость прогибания уменьшилась, возможно, в связи с тем, что опускание бассейна оказалось компенсированным осадконакоплением. Новый бассейн начал развиваться между Гренландией и Скандинавией; уходя на юг, он соединялся с океаном Тетис. На месте триасовых грабен в юре усиленно опускался Западно-Сибирский бассейн.

**Реконструкция на 150 млн лет** (рис. 11). С середины юры в связи с распадом Пангеи начинается коренная реорганизация Арктического региона. Раскрывается Канадский бассейн примерно вдоль приамериканского края бывшей Арктиды. В ходе начального раздвижения возникло 350 км новой океанической коры. Раскол охватил, вероятно, всю Лавразию — от Канадского бассейна до Центральной Атлантики, но привел к разделению континентов только в Арктическом регионе. На остальной части возникли грабены (в Норвежско-Гренландском бассейне, в Северном море). Через мелководные моря установился водный путь из Атлантики в Тихий океан через Арктику.

При раскрытии Канадского бассейна Арктида отодвигалась от Америки, приближаясь к Сибири. При этом закрывался Южно-Анюйский океанический бассейн. Интенсивный юрский известково-щелочной вулканизм Южно-Анюйской шовной зоны можно считать свидетельством существования зоны субдукции. Арктида при своем отделении от Америки раскололась на Чукотско-Аляскинский, Новосибирский и Карский блоки. Карский блок сместился относительно Восточной Европы на 450 км, первым достиг края Сибири и столкнулся с ней. К концу юры складчатость Южно-Таймырского пояса уже была завершена. Новосибирский блок должен был испытать левостороннее смещение относительно Чукотско-Аляскинского блока приблизительно на 500 км.

В течение юрского времени Омолонский микроконтинент продвигался навстречу Сибири, в середине юры блокировал зону субдукции и столкнулся с Алазейско-Олойской дугой. В результате возникла новая зона субдукции и стала формироваться Илиньтасская вулканическая дуга с поглощением в желобе Верхоянской пассивной окраины

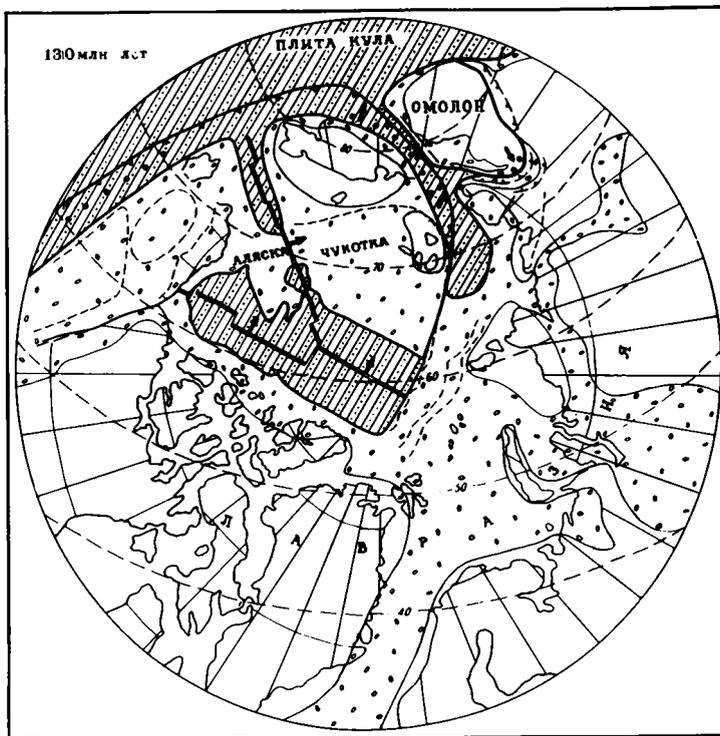


Рис. 12. Реконструкция на 130 млн лет  
Условные обозначения см. на рис. 5

Сибири. Как следствие, Омолонский микроконтинент оказался надвинутым на утоненный край Сибири и образовалась характерная, сильно выдвинутая в сторону Сибири дуга складчатого пояса.

**Реконструкция на 130 млн лет (рис. 12).** В раннем мелу, во вторую фазу раскрытия Канадского бассейна, блоки Арктиды вращались в целом против часовой стрелки относительно Северной Америки вокруг полюса, расположенного вблизи дельты р. Маккензи. Чукотка отодвинулась от Аляски, и разрыв между ними достиг в раннем мелу 450 км. Это устанавливается по кинематическим данным, указывающим на сокращение расстояния между Аляской и Чукоткой при позднемеловом и третичном сближении Евразии и Северной Америки в Арктике.

Был создан бассейн, находящийся сейчас между Чукотским плато и поднятием Менделеева, а также предполагаемый бассейн между Аляской и Чукоткой (см. рис. 12), поглощенный затем при сближении Северной Америки и Евразии.

К началу мела Южно-Аньюский океанический бассейн был закрыт и началось столкновение Чукотки с Омолонским микроконтинентом и Сибири вдоль Южно-Аньюского шва. Покровы оказались перемещенными в обе стороны от этого шва. На новосибирском участке Чукотской плиты преобладало левостороннее смещение относительно Сибири, поэтому здесь не образовалось заметных покровных структур, кроме южной части о-ва Большой Ляховский, где описаны тектонические чешуи, включающие гипербазиты и спилиты [Генин и др., 1977]. Омолонский микроконтинент продолжал сближаться с Сибирью. В результате начала формироваться складчатость Верхоянской пассивной окраины Сибири, а над зоной поглощения возник Колымский пояс гранитов.

В связи с раскрытием Канадского океанического бассейна по его периферии происходило опускание утоненных краев континентов и формировались осадочные бассейны. Брукский комплекс Северной Аляски [Grantz, May, 1984] является примером осадоч-

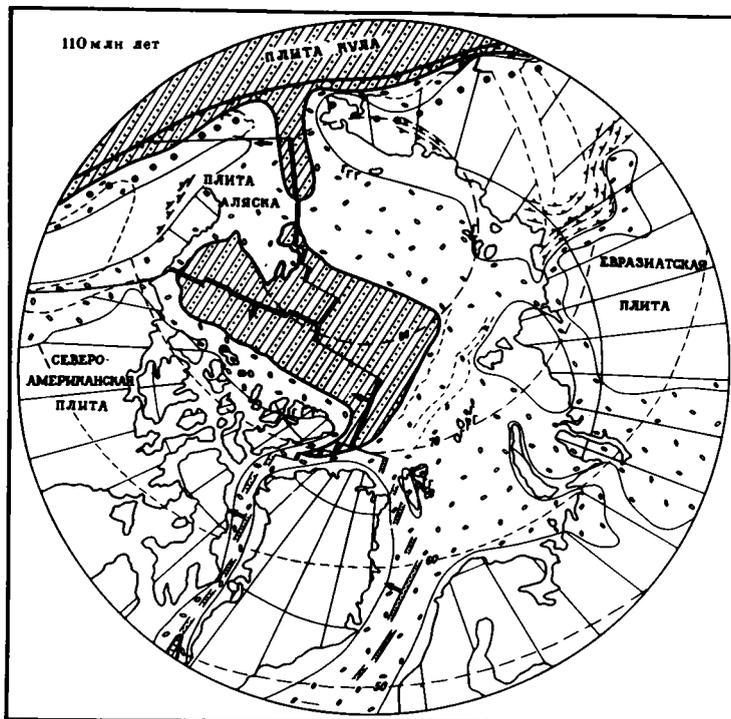


Рис. 13. Реконструкция на 110 млн лет  
Условные обозначения см. на рис. 5

ных серий новой пассивной окраины. Здесь, а также по северному краю Канады этот комплекс накапливался с раннего мела. Он отделен несогласием от более древних осадков и характеризуется изменением источников сноса (не Канадский щит, а смежный хребет Брукса). Начиная с мела формировались и осадочные серии на островах восточного сектора советской Арктики.

Реконструкция на 110 млн лет (рис. 13). К середине раннего мела Канадский бассейн достиг максимальных размеров (2500 × 1200 км). Эта третья фаза растяжения в Арктическом регионе отражена в многочисленных излияниях базальтов. Растяжение привело к начальному отделению Гренландии от Северной Америки. Возник пролив на месте морей Лабрадор и Баффина, частично с океанической, частично с утоненной континентальной корой.

К началу апта полностью закрылся Южно-Аньюский бассейн и закончилось формирование Южно-Аньюского складчатого пояса. К этому времени относится кульминация в создании Верхоянского складчатого пояса — с движением покровов в сторону Сибири и образованием Приверхоянского краевого прогиба.

Чукотская плита присоединилась к Евразии, а Аляскинская плита поворачивалась против часовой стрелки относительно Северной Америки и к середине раннего мела заняла современное положение. Как результат движения Аляски возник складчатый фронт хребта Брукса, поставлявший обломочный материал в прогиб Колвилл.

Поскольку Чукотский и Омолонский микроконтиненты столкнулись с Сибирью, а сближение плиты Кула с Евразией продолжалось, то возникла новая зона субдукции вдоль вновь образованной окраины Евразии. Эта зона маркируется Охотско-Чукотским вулканическим поясом, состоящим из наземных лав известково-щелочной серии и прорывающих их гранитных плутонов. Пояс маркирует активную окраину андийского типа. По полярности вулканизма установлено, что зона Бенъофа погружалась под континентальную окраину под углом 30°. Вулканический пояс простирался на восток, до

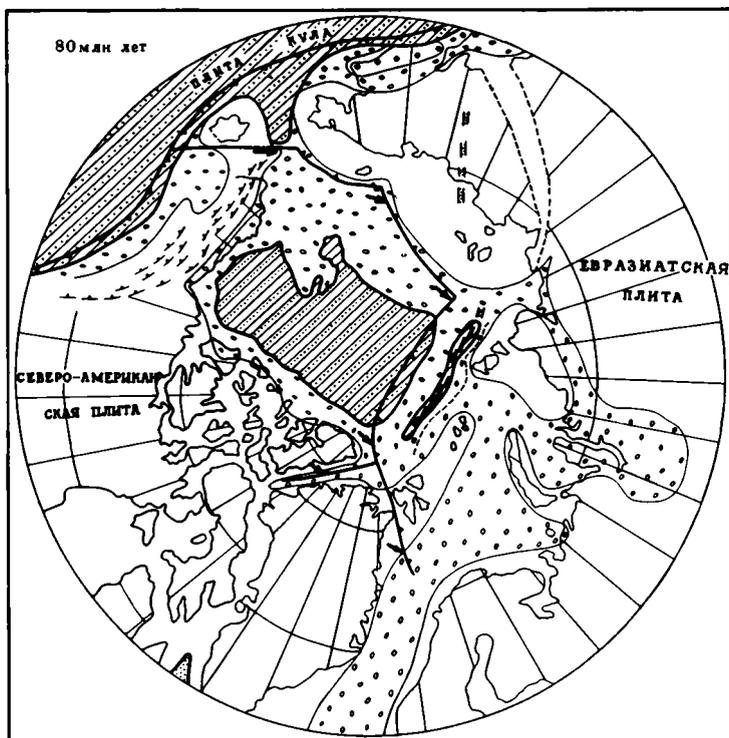


Рис. 14. Реконструкция на 80 млн лет  
Условные обозначения см. на рис. 5

п-ова Сьюард, а далее, по-видимому, он сменялся вулканической островной дугой (меловые вулканы зоны Юкон—Коюкук Аляски [Churkin, Trexler, 1981]).

**Реконструкция на 80 млн лет** (рис. 14). На поздний мел приходится фаза сжатия в Арктическом бассейне, поскольку полюс вращения Евразийской и Северо-Американской плит находился у южной оконечности Гренландии. Граница сближения, видимо, следовала вдоль складчатого фронта хребта Брукса к зоне складок островов Геральд и Врангеля и далее по шельфу Чукотского и Восточно-Сибирского морей выходила на край Канадского бассейна вдоль бровки Евразийского шельфа, продолжаясь к югу между Гренландией и о-вом Элсмир, а также между Гренландией и Шпицбергом. Деформации меловых пород восточной части бассейна Свердруп и Северной Гренландии отражают взаимодействие плит вдоль этой границы. На отрезке границы плит между Евразией и Канадским бассейном происходило поглощение океанического ложа с сокращением бассейна на 450 км. Это должно было привести к образованию зоны субдукции и формированию вулканической дуги. Нами предполагается наличие поздне меловых известково-щелочных вулкаников в поднятии Альфа—Менделеева. Бассейн Макарова при такой интерпретации является тыловым бассейном. К рассматриваемому интервалу времени он уже начал раскрываться и, следовательно, отколол поднятие Альфа—Менделеева от Евразии. Продолжением спрединговой зоны бассейна Макарова в Восточную Сибирь можно считать Нижнеиндигирский рифт, заполненный бимодальными вулканиками [Ставский, 1982].

В позднем мелу, видимо, был закрыт океанический пролив между Чукоткой и Аляской. Со стороны плиты Кула в Тихом океане продолжалась субдукция под Евразию и Северную Америку. В это время в зону субдукции попали из Тихого океана чужеродные комплексы: Талово-Майнский, Пекульнейский, Хатырский и др. Окраина Евразии оказалась наращенной и продвинулась в сторону Тихого океана.

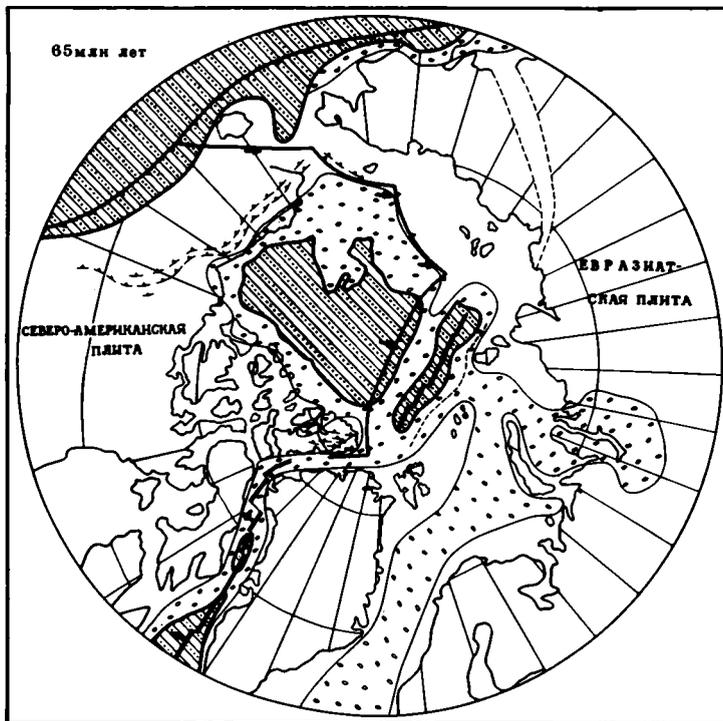


Рис. 15 Реконструкция на 65 млн лет  
Условные обозначения см. на рис. 5

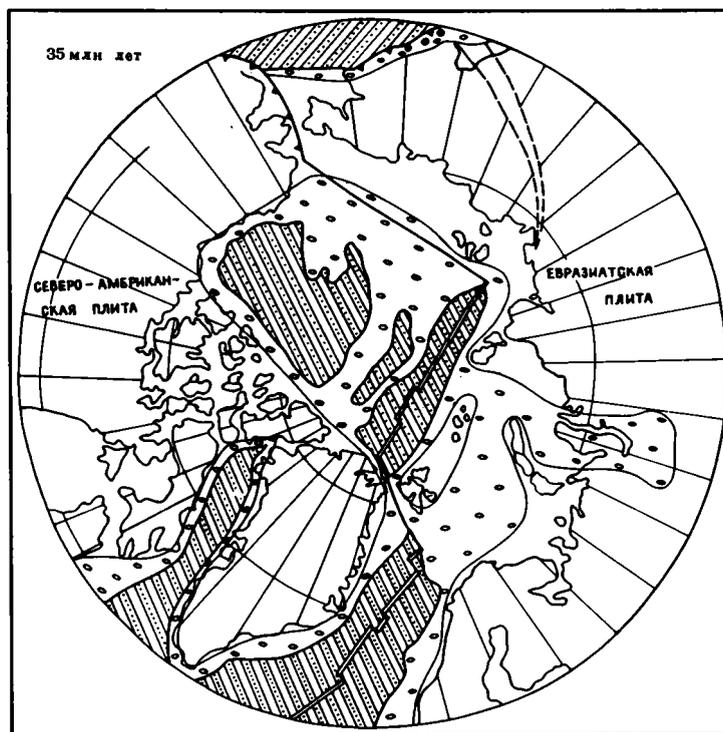


Рис. 16. Реконструкция на 35 млн лет  
Условные обозначения см. на рис. 5

**Реконструкции на 65 (рис. 15) и 35 млн лет (рис. 16).** От 80 до 65 млн лет назад продолжалось примерно то же взаимодействие плит, что и в предшествующий период. Но полюс относительного движения Евразии и Северной Америки переместился в район о-ва Элсмир. В связи с этим сближение Евразии с Северной Америкой происходило на отрезке от Гренландии до Аляски; под поднятием Альфа—Менделеева было поглощено за 15 млн лет около 300 км океанической коры Канадского бассейна. К югу от полюса, между Гренландией и Северной Америкой, шло раздвижение плит с образованием океанической коры морей Лабрадор и Баффина. К концу мела ширина Лабрадорского бассейна достигла 350 км. Новый этап начался 55 млн лет назад, когда раскрылся Евразийский бассейн со спрединговым центром в хребте Гаккеля. От Евразийской окраины было отторгнуто поднятие Ломоносова, а Гренландия вместе с Северной Америкой отодвигалась от Скандинавии, обусловив раскрытие Норвежско-Гренландского бассейна.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

История Арктического региона отражает взаимодействие континентов Восточной Европы, Северной Америки, Сибири и Арктиды. Они были разобщены в раннем палеозое, а к концу палеозоя за счет последовательных столкновений были соединены, образовав Лавразию как часть Пангеи. Поскольку арктическая часть Лавразии была длительное время, начиная с девона и карбона, обращена в сторону Панталассы, или палео-Тихого океана, то сформировались глубоко опущенные пассивные континентальные окраины, на которых накопились мощные осадочные клинья.

В мезозое происходило разделение Северной Америки и Евразии на одних отрезках их общей границы и сближение вдоль других отрезков в зависимости от положения полюса вращения. Раскрытие Канадского бассейна в поздней юре и начале раннего мела вызвало закрытие Южно-Анжуйского океанического бассейна и образование Верхоянского и Южно-Анжуйского складчатых поясов. Раскрытие Северной Атлантики и Лабрадорского бассейна в позднем мелу сопровождалось частичным поглощением коры Канадского бассейна и формированием складчатых зон в восточном секторе Арктики. В это время Арктида была раздроблена и отдельные ее фрагменты были раздвинуты, оказавшись по разные стороны вновь образованных океанических бассейнов.

Начиная с ордовика арктические континенты находились сравнительно недалеко друг от друга, то сближаясь, то удаляясь. Однако в раннем палеозое они находились в экваториальной зоне, а на протяжении палеозоя и раннего мезозоя постепенно перемещались на север, достигнув полярных широт к юрскому времени.

### ЛИТЕРАТУРА

- Генин Б.Л., Липков А.З., Пискарев А.Л. Структуры основания Восточно-Сибирского моря на примере архипелага Новосибирских островов // Тектоника шельфовых осадочных бассейнов. Л.: НИИГА, 1977. С. 86–97.
- Гетцен В.Г. Структура основания Северного Тимана и полуострова Канин. Л.: Наука, 1975. 142 с.
- Грамберг И.С., Волк В.Е., Зархидзе В.С. и др. Геологическое строение Арктической континентальной окраины СССР // 27-й МГК: Геология Арктики. Коллоквиум К.04. Доклады. Москва 4–14 авг. 1984 г. М.: Наука, 1984. Т. 4. С. 3–11.
- Ершов Ю.П., Красильщиков А.А., Волк В.Е., Шамараев В.Н. Геотектоническая характеристика южной части Баренцевоморского шельфа // Геотектонические предпосылки для поисков полезных ископаемых на шельфах Северного Ледовитого океана. Л.: Наука, 1974. С. 34–50.
- Зоненшайн Л.П. Тектоника внутриконтинентальных складчатых поясов // 27-й МГК: Тектоника. Секция С.07. Доклады. Москва, 4–14 авг. 1984 г. М.: Наука, 1984. Т. 7. С. 48–59.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Кононов М.В., Горюничий А.М. Палеозойские океаны: попытка абсолютных реконструкций // 27-й МГК: Палеоокеанология. Коллоквиум К.03. Доклады. Москва, 4–14 авг. 1984 г. М.: Наука, 1984. Т. 3. С. 35–46.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 230 с.
- Зоненшайн Л.П., Натапов Л.М., Савостин Л.А., Ставский А.П. Современная тектоника плит Северо-Восточной Азии в связи с раскрытием Северной Атлантики и Северного Ледовитого океана // Океанология. 1978. № 5. С. 38–47.

- Каменева Г.И.* Проблема тектонического положения острова Врангеля и его структурных соотношений с Аляской // Тектоника складчатого основания шельфовых осадочных бассейнов Арктики. Л.: НИИГА, 1977. С. 122–131.
- Карасик А.М.* Линейные магнитные аномалии хребта Гаккеля и образование Евразийского суббассейна в Северном Ледовитом океане // Геофизические методы исследования в Арктике. Л.: НИИГА, 1968. вып. 5. С. 8–25.
- Карасик А.М.* Главные особенности истории и строения ложа бассейна Северного Ледовитого океана по аэромагнитным данным // Морская геология, седиментология, осадочная петрология и геология океанов. Л.: Недра, 1980. С. 178–193.
- Карасик А.М., Савостин Л.А., Зоненшайн Л.П.* Параметры движения литосферных плит в Евразийском бассейне Северного Ледовитого океана // Докл. АН СССР. 1983. Т. 273, № 5. С. 1191–1196.
- Карасик А.М., Устрицкий В.И., Храмов А.Н.* История образования Северного Ледовитого океана // 27-й МГК: Доклады. Коллоквиум К.04. Геология Арктики. М.: Наука, 1984. Т. 4. С. 151–159.
- Колесов Е.В.* Палеомагнитная характеристика среднепалеозойских пород Омолонского массива // Магнетизм горных пород и палеомагнитная стратиграфия Восточной и Северо-Восточной Азии. Магадан: ДВНЦ АН СССР, 1981. С. 68–74.
- Ложкина Н.В.* Магнитные свойства опорного разреза средне-верхнетриасовых пород Охотского региона // Там же. С. 59–67.
- Натальин Б.А.* Эвгеосинклинальные зоны Чукотки и Аляски // Континентальные окраины, островные дуги и ложе океанов: Тез. докл. 14-го Тихоокеан. конгр. Комиссия Б, секция ВП. Хабаровск, 1979. С. 34–35.
- Натапов Л.М., Зоненшайн Л.П., Шульгина В.С.* и др. Геологическое развитие Колымо-Индибирского региона и проблема Колымского массива // Геотектоника. 1977. № 4. С. 18–31.
- Натапов Л.М., Ставский А.П.* Геодинамическая модель Северо-Востока СССР и ее использование для металлогенического анализа // Сов. геология. 1985. № 3. С. 70–78.
- Нестеров И.И., Кулахметов Н.Х., Бокарев В.С.* и др. Геология и нефтегазоносные потенциальные ресурсы Ямало-Гыданской синеклизы // 27-й МГК: Геология Арктики. Коллоквиум К.04. Доклады. Москва, 4–14 авг. 1984 г. М.: Наука, 1984. Т. 4. С. 80–88.
- Палеомагнитология. Л.: Недра, 1982. 312 с.
- Парфенов Л.М., Натальин Б.А., Вельнова И.Р., Попеко Л.И.* Тектоническое развитие активной континентальной окраины северо-западной части Тихого океана // Геотектоника. 1981. № 1. С. 85–104.
- Печерский Д.М.* Палеомагнитные исследования мезозойских пород Северо-Востока СССР // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1970. № 6. С. 69–83.
- Погребницкий Ю.Е.* Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. Л.: Наука, 1971. 248 с.
- Погребницкий Ю.Е., Вишерский А.Н., Губин С.А.* и др. Эндогенная дифференциация вещества в геодинамической системе Северного Ледовитого океана // 27-й МГК: Геология Арктики. Коллоквиум К.04. Доклады. Москва, 4–14 авг. 1984 г. М.: Наука, 1984. Т. 4. С. 11–26.
- Пуцаровский Ю.М.* Некоторые общие проблемы тектоники Арктики // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1960. № 9. С. 15–28.
- Пуцаровский Ю.М.* Тектоника Северного Ледовитого океана // Геотектоника. 1976. № 2. С. 3–14.
- Савостин Л.А., Карасик А.М., Зоненшайн Л.П.* История раскрытия Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана // Докл. АН СССР. 1984. Т. 275, № 5. С. 1156–1161.
- Савостин Л.А., Натапов 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. Т. 3. С. 172–187.
- Ставский А.П.* Нижнеиндибирская рифтовая зона – новый элемент в структуре Северо-Востока СССР // Докл. АН СССР. 1982. Т. 262, № 6. С. 1443–1446.
- Тильман С.М.* Сравнительная тектоника мезозойского Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1973. 326 с.
- Удинцев Г.Б.* Норвежско-Гренландский бассейн: рифтогенез и океанизация // 27-й МГК: Геология Арктики. Коллоквиум К.04. Доклады. Москва 4–14 авг. 1984 г. М.: Наука, 1984. Т. 4. С. 51–58.
- Устрицкий В.И., Степанов Д.Л.* Палеогеография и климат Евразии в перми // Палеонтология. М.: Наука, 1976. С. 103–108. (Международ. геол. конгр. 25 сесс.: Докл. сов. геологов).
- Хаин В.Е.* Региональная геотектоника: Внеальпийская Азия и Австралия. М.: Недра, 1979. 279 с.
- Хольтедал О., Вольф Хр.* Норвежские каледониды // Тектоника Европы и смежных областей: Древние платформы, байкалиды, каледониды. М.: Наука, 1978. С. 355–366.
- Balkwill H.R.* Evolution of basins in Arctic Canada // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1978. Vol. 62, N 6. P. 1004–1028.
- Birkenmajer K.* The geology of Svalbard, the western part of the Barents Sea, and the continental margin of Scandinavia // The Arctic Ocean. N.Y.; L.: Plenum press, 1981. P. 265–329. (The ocean basins and margins; Vol. 5).
- Burke K.* Plate tectonic history of the Arctic // Geology of the Arctic. Moscow, 1984. P. 159–167. (Proc. 27 I.G.C.; Coll. 04.)
- Carey S.W.* The tectonic approach to continental drift // Continental drift. Univ. of Tasmania. 1958. P. 177–355.

- Churkin M. (Jr.)*. Western boundary of the North American continental plate in Asia // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1972. Vol. 83. P. 1027–1036.
- Churkin M. (Jr.)*. Geologic concepts of Arctic Ocean Basin // *Arctic geology*. Tulsa (Okl.): Amer. Assoc. Petr. Geol., 1973. P. 485–499.
- Churkin M. (Jr.)*, *Trexler J.H. (Jr.)*. Continental plates and accreted oceanic terranes in the Arctic // *The Arctic Ocean*. N.Y.; L.: Plenum press, 1981. P. 1–20. (The ocean basins and margins; Vol. 5).
- Dawes P.R.*, *Peel J.S.* The northern margin of Greenland Sea // *The Arctic Ocean*. N.Y.; L.: Plenum press, 1981. P. 201–264. (The ocean basins and margins; Vol. 5).
- Dawes P.R.*, *Soper N.J.* Pre-Quaternary history of North Greenland // *Arctic Geology*. Tulsa (Okl.): Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1973. P. 117–134.
- Deherman R.L.* Mesozoic sequence in Arctic Alaska // *Arctic Geology*. Tulsa (Okl.): Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1973. P. 376–387.
- Dutro J. (Jr.)*. Geology of Alaska bordering the Arctic Ocean // *The Arctic Ocean*. N.Y.; L.: Plenum press, 1981. P. 21–36. (The ocean basins and margins; Vol. 5).
- Eardley A.J.* History of geologic thought on the origin of the Arctic Basin // *Geology of the Arctic*. Toronto: Univ. press, 1961. Vol. 1. P. 607–621.
- Eldholm O.*, *Myhre A.M.*, *Sundvor E.* Structure and evolution of the margins around the Norwegian-Greenland Sea // *Geology of the Arctic*. Moscow, 1984. P. 37–52. (Proc. 27 I.G.C.; Coll. 04).
- Freeland G.L.*, *Dietz R.S.* Rotation history of Alaskan tectonic blocks // *Tectonophysics*. 1973. Vol. 18. P. 379–389.
- Fujita K.* Pre-Cenozoic tectonic evolution of northern Siberia // *J. Geol.* 1978. Vol. 86. P. 159–172.
- Grantz A.*, *Eittrheim S.*, *Whitney O.T.* Geology and physiography of the continental margin north of Alaska and implication for the origin of the Canada basin // *The Arctic Ocean*. N.Y.; L.: Plenum press, 1981. P. 439–492. (The ocean basins and margins; Vol. 5).
- Grantz A.*, *May S.D.* Sedimentary basins and geologic structure of the continental margin north of Alaska // *Geology of the Arctic*. Moscow, 1983. P. 105–118. (Proc. 27 I.G.S.; Coll. 04.)
- Haller J.* Geology of the East Greenland Caledonides. L.: Intersci. publ., 1976. 413 p.
- Hamilton W.* The Uralides and the motion of the Russian and Siberian platforms // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1970. Vol. 81. P. 2553–2576.
- Heezen B.C.*, *Ewing M.* The mid-oceanic ridge and its extension through the Arctic Basin // *Geology of the Arctic*. Toronto: Univ. press, 1961. Vol. 1. P. 622–642.
- Herron E.*, *Dewey J.E.*, *Pitman W.C.* Plate Tectonic model for the Arctic // *Geology*. 1974. Vol. 2, N 8. P. 377–380.
- Irving E.* Fragmentation and assembling of the continents, Mid-Carboniferous to Present // *Geophys. Surv.* 1983. Vol. 5. P. 299–333.
- Jackson G.P.*, *Johnson G.L.* Structure and history of the Amerasian Basin // *Geology of the Arctic*. Moscow, 1984. P. 105–118. (Proc. 27 I.G.C.; Coll. 04).
- Jones P.B.* Evidence from Canada and Alaska on plate tectonic evolution of the Arctic Ocean basin // *Nature*. 1980. N 5762. P. 377–380.
- Kerr J.W.* Evolution of the Canadian Arctic Islands: a transition between the Atlantic and Arctic Oceans // *The Arctic Ocean*. N.Y.; L.: Plenum press, 1981. P. 105–190. (The ocean basins and margins; Vol. 5).
- Köppen W.P.*, *Wegener A.* Die Klimate der geologischen Vorzeit. Berlin: Borntraeger, 1924. 255 S.
- Kristoffersen J.*, *Talwani M.* Extinct triple junction south of Greenland and the Tertiary motion of Greenland relative to North America // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1977. Vol. 88. P. 1037–1049.
- Olivet J.Z.*, *Bonnin J.*, *Beazart P.*, *Ausende J.M.* Cinématique de l'Atlantique nord et central: Rapports scientifiques. P.: CNEXO, 1984. 108 p.
- Ostenso N.A.*, *Wold R.J.* Aeromagnetic evidence for origin of Arctic Ocean Basin // *Arctic geology*. Tulsa (Okl.): Amer. Assoc. Petr. Geol. 1973. P. 506–516.
- Pitman W.C.*, *Talwani M.* Sea floor spreading in the North Atlantic // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1972. Vol. 83. P. 619–646.
- Srivastava S.P.* Evolution of the Labrador Sea and its bearing of the early evolution of the North Atlantic // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1978. Vol. 52. P. 313–357.
- Strand T.*, *Kulling O.* The Scandinavian Caledonides. L.: Intersci. publ., 1972. 380 p.
- Tailleux I.L.* Probable rift origin of Canada Basin, Arctic Ocean // *Arctic geology*. Tulsa (Okl.): Amer. Assoc. Petr. Geol., 1973. P. 526–535.
- Taylor P.T.*, *Kovačs J.*, *Vogt P.R.*, *Johnson G.L.* Detailed aeromagnetic investigation of the Arctic Basin // *J. Geophys. Res.* 1981. Vol. 86. P. 6223–6333.
- Trettin H.P.* Early Paleozoic evolution of northern parts of Canadian Arctic Archipelago // *Arctic geology*. Tulsa (Okl.): Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1973. P. 57–75.
- Vogt P.R.*, *Taylor P.T.*, *Kovačs J.*, *Johnson G.L.* Detailed aeromagnetic investigation of the Arctic Basin // *J. Geophys. Res.* 1979. Vol. 84. P. 1071–1089.
- Vogt P.R.*, *Kovačs J.*, *Perry R.K.*, *Taylor P.T.* Amerasian Basin in the Arctic: magnetic lineation and its identification // *Geology of the Arctic*. Moscow, 1984. P. 128–135. (Proc. 27 I.G.C.; Coll. 04.)
- Voo R. van der*, *Painado J.*, *Scotese C.R.* A paleomagnetic reevaluation of Pangea reconstructions // *Plate reconstruction from paleomagnetism*. Wash.: Amer. Geophys. Union, 1984. P. 11–26. (Geodin. Ser.; Vol. 12).

*Westphal M., Bagenov M.L., Lauer P., Pechersky D.M.* Paleomagnetic implications on the evolution of the Tethys belt from the Atlantic ocean to the Pamirs since the Triassic // *Tectonophysics*. 1986. Vol. 123. P. 37–82.

*Wilson J.T.* Did the Atlantic close and then reopened? // *Nature*. 1966. Vol. 211. P. 676–681.

*Zonenshain L.P., Korinevski V.G., Kazmin V.G.* et al. Plate tectonic model of the South Ural development // *Tectonophysics*. 1984. Vol. 109. P. 95–135.

*Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Kononov M.V.* Absolute reconstructions of the Paleozoic oceans // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1985. Vol. 74, N 1. P. 103–116.

УДК 554.24 (265/266)

Н.А. БОГДАНОВ

## ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ГЛУБОКОВОДНЫХ ВПАДИН ОКРАИННЫХ МОРЕЙ ТИХОГО ОКЕАНА

Тектоническая история Тихого океана и его складчатого обрамления, начиная с работ В.И. Вернадского, Г. Штилле, Н.С. Шатского и других выдающихся геологов, привлекала внимание многих исследователей. В последние три десятилетия наибольший вклад в понимание проблем тихоокеанской тектоники внес Ю.М. Пушаровский. Под его руководством была составлена Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли (1970 г.), его перу принадлежит ряд основополагающих работ по истории эволюции этого уникального региона [Пушаровский 1967, 1972, 1978, 1986; Пушаровский и др., 1980]. Ю.М. Пушаровским было введено в тектонику понятие о деструкции коры при образовании впадин окраинных морей на основании сравнительного анализа северо-западного сектора Тихого океана [Пушаровский и др., 1977]. В этой статье вниманию читателя предлагается развитие идей о процессе деструкции (на примере всех глубоководных впадин окраинных морей запада Тихого океана) и о времени его проявления.

По генезису глубоководные впадины окраинных морей Тихого океана могут быть подразделены на три типа: 1) образовавшиеся в результате деструкции и растяжения континентальной коры, 2) формировавшиеся в процессе спрединга океанической коры, 3) представляющие собой край океанической плиты, отделенной от океана новообразованной островной дугой. К последнему типу котловин в Тихом океане относится всего одна — Алеутская. В связи с тем, что возраст основания этой депрессии самый древний, в историко-геологическом плане рассмотрение общих закономерностей образования и эволюции глубоководных впадин удобнее начать с этого примера (рис. 1).

Океаническая кора в Алеутской впадине, по мнению и расчетам всех специалистов, занимавшихся изучением Берингово-морского региона, сформировалась в меловое время. Сначала Р. Диккинсон [Dickinson, 1973], а затем и другие ученые [Hilde et al., 1977; Ben-Avraham, Uyeda, 1983; Зоненшайн и др., 1984] при палинспастических построениях движений плит Тихого океана пришли к выводу, что в пределах Алеутской котловины расположен реликт океанической плиты Кула, большая часть которой субдуцировала под континент в нижнем мелу, а оставшаяся от нее южная часть в доолигоценое время была поглощена в зоне субдукции Алеутского желоба. С образованием поднятия Обручева (гайот Мейдзи) на линии трансокеанического сдвига Императорского хребта на рубеже 67 млн лет [Пушаровский, и др., 1980; Хаин, 1985] перемещение северной части плиты Кула прекратилось. Следовательно, основание Алеутской котловины, несомненно, имеет домастрихтский возраст.

3. Бен-Аврахам и С. Уеда выступили в поддержку идеи, согласно которой поднятия Бауэрса и Умнак, расположенные на Алеутской плите, образовались в 1700 км к югу от Чукотки и Аляски около 100 млн лет назад и переместились на их современные широты к концу мела. Хотя предположение, что поднятия на "алеутской части" плиты Кула сформировались до ее перемещения вплотную к северной окра-

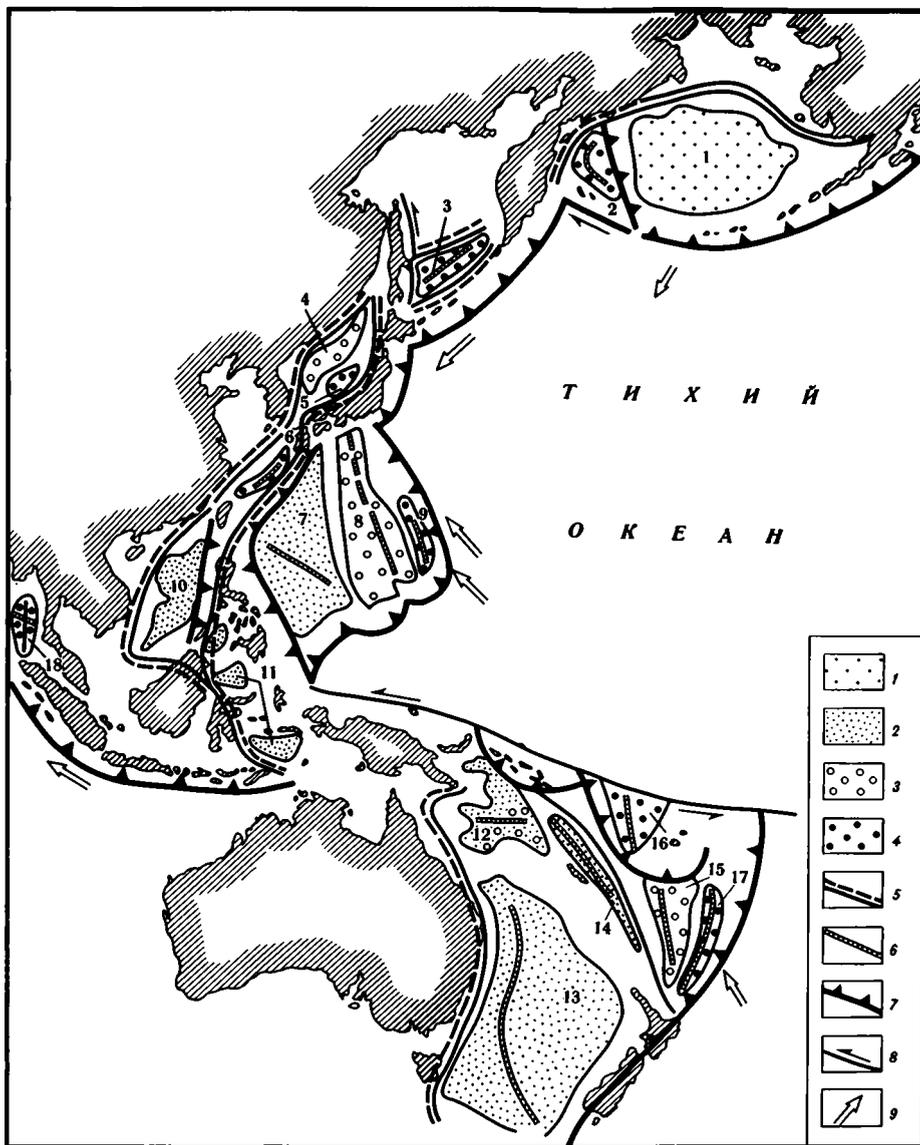


Рис. 1. Тектоническая схематическая карта западной части Тихого океана

1-4 - возраст океанической коры глубоководных впадин окраинных морей: 1 - апт-альбский, 2 - доэоценовый, 3 - дораннемиоценовый, 4 - дочетвертичный; 5 - границы зоны деструкции; 6 - осевые зоны спрединга; 7 - зоны Беньофа; 8 - крупные сдвиги; 9 - направление абсолютного перемещения литосферных плит

Глубоководные впадины (цифры на карте): 1 - Алеутская, 2 - Командорская, 3 - Южно-Охотская, 4 - Японская, 5 - Ямато, 6 - Окинава, 7 - Западно-Филиппинская, 8 - Паресе-Вела, 9 - Марианская, 10 - Южно-Китайская, 11 - Индонезийская, 12 - Коралловая, 13 - Тасманова, 14 - Новокаледонская, 15 - Южно-Фиджийская, 16 - Северо-Фиджийская, 17 - Лау, 18 - Андаманская

не суперконтинента Лавразия, несомненно, интересно и достойно детального изучения, все же его нельзя принять безоговорочно. Геологические данные, собранные на юге Корьякии в пределах Олюторского хребта, который формировался на западной окраине Алеутского блока плиты Кула, показывают, что возраст океанического фундамента блока апт-альбский (110 млн лет) и что к этой геологической эпохе прекратилась субдукция плиты под Лавразиатский суперконтинент, по крайней мере

вдоль края Берингоморского шельфа. Поэтому поднятия Умнак и Бауэрса могут рассматриваться и как зоны тектонического скупивания, образовавшиеся вдоль трансформного разлома, который заложился на рубеже 100 млн лет на месте будущего Алеутского желоба.

Об атп-альбском возрасте базальтового основания Алеутской впадины свидетельствуют мощность осадочного чехла, наличие маастрихтских отложений в средней части его разреза и расчеты возраста по глубине бассейна (без учета мощности осадков чехла) на основании таблицы Парсона и Склатера. Не будучи генетически связанной с процессами, происходившими вдоль зоны сочленения океана и континента, Алеутская впадина по своему типу и возрасту занимает особое положение среди других глубоководных котловин и может рассматриваться как исключение при анализе процессов, происходивших в системах островная дуга—глубоководная впадина—континент.

Впадины, образовавшиеся в результате процессов деструкции континентальной коры и последующего спрединга, распространены на западе Тихого океана наиболее широко. Естественно, возникает вопрос: какова причина образования глубоководных впадин и растяжений континентальной коры вплоть до возникновения в ее пределах котловин с корой океанического типа? Анализ континентальных окраин показывает, что развитию листритовых разломов (системы наклонных сбросов, параллельных друг другу) предшествует активная магматическая деятельность: внедрение мафических даек, вулканические извержения и другие явления. Иными словами, образование разломов сопровождается разогревом пород верхней мантии. Этот разогрев лишь частично связан с субдукцией, которая далеко не всегда сопровождала формирование депрессий. Скорее всего, высокое положение изотермы  $1200^{\circ}$  было вызвано развитием разломов, доходивших до верхних горизонтов нижней мантии. Образование же таких разломов, несомненно, было обусловлено глобальными процессами, протекавшими в пределах Тихого океана и на окружающих его континентах. В связи с этим очень важно провести анализ эволюции глубоководных котловин.

В современных окраинных морях на окраинах Евразийской и Австрало-Антарктической плит заложение глубоководных трогов, которые в дальнейшем стали обширными впадинами, на севере и юге западной части Тихого океана произошло в позднем мелу—маастрихте. К глубоководным элементам дна с поздне меловым возрастом коры относятся впадины Южно-Охотская и Дерюгина в Охотском море, Южно-Китайская, Соломонова и Коралловая, а также котловины Тасманова и Новокаледонская в Тасмановом море. Структурное положение этих впадин различно. Разным был и характер процессов растяжения, приведших к их образованию.

Впадины Охотского моря — Дерюгина и Южно-Охотская — начали формироваться в маастрихте, по-видимому, в результате проявления спрединга центрального типа. Во впадине Дерюгина зона спрединга с образованием глубокого рифта с корой океанического типа (офиолитами) заложилась вдоль восточной границы Сахалина, отделяя его от массива, сложенного палеозойскими складчатыми образованиями Охотского свода и поднятия Института Океанологии. Видимо, рифт (или система рифтов) с позиции геохронологии развивался очень быстро. После образования западного рифта процессы, продолжавшиеся в его центральной части, привели к обдукции пластин новообразованной коры на восточную окраину Сахалина. В аккреционной призмке восточной части острова было установлено широкое распространение офиолитовых аллохтонов. Радиометрические датировки возраста (68 млн лет) свидетельствуют об образовании пород офиолитовой ассоциации в маастрихте, а залегание этих покровов под палеоцен-эоценовой молассой говорит о том, что и перемещение покровов произошло в конце маастрихта. Следовательно, скорость растяжения была здесь очень велика.

Почти перпендикулярно Дерюгинскому рифту в ту же геологическую эпоху произошло заложение глубокого трога с разрывом континентальной коры и новообразованием океанической в Южно-Охотской впадине. Нельзя утверждать, что такой трог протягивался вдоль всей впадины почти на 1000 км, но о его существовании в запад-

ной части современной депрессии между островами Малой Курильской гряды и дугой на юге возвышенности Академии Наук СССР указывают также офиолитовые покровы о-ва Шикотан. Несомненно, перемещение покровов здесь происходило и позднее, вплоть до позднего олигоцена, но первоначально аккреционная призма, включавшая блоки молодой поздне меловой океанической коры, образовалась в маастрихте.

По своей тектонической природе Южно-Охотский трог относится к задуговым прогибам. Спрединг в его пределах может рассматриваться как производная процесса субдукции, начавшегося в Курило-Камчатском желобе. Таким образом, зарождающиеся глубоководного прогиба (например, Южно-Охотской впадины) на краю континентальной плиты, под которую происходила субдукция, сходно с моделью Д. Кари-га, предложенной для задуговых бассейнов.

В позднем мелу произошло зарождение Южно-Китайской глубоководной впадины. Она образовалась на крайнем юго-востоке Евразийской плиты, в тылу Филиппинской и Калимантанской вулканических дуг. Сейчас невозможно установить одно направление спрединга, происходившего в этом районе. Создается впечатление, что в это геологическое время здесь было несколько зон растяжения вдоль всей восточной части окраинного бассейна. Такой тип спрединга называют рассеянным или диффузионным. Можно предположить, что механизм спрединга этого типа связан с образованием системы листритовых разломов, вызванных растяжением. Между отдельными блоками континентальной коры возникают трогги, а вулканические процессы приводят к образованию в этих трогах коры океанического типа. Скорости спрединга в трогах различны, и поэтому частичная компенсация растяжения происходит за счет расширения одних рифтов и сжатия и полного закрытия других. В этом случае формируются зоны тектонического скупивания, в разрезе которых заметную роль могут играть офиолитовые аллохтоны. Глубоководная впадина Южно-Китайского моря на востоке и на юге обрамляется зонами тектонического скупивания, в которых, как правило, верхние аллохтонные пластины сложены верхнемеловыми породами офиолитовой ассоциации. Это офиолиты Северного Калимантана (Брунея) и западной части Филиппинских островов, тектонические перемещения которых завершились в раннем эоцене. На основании этих данных первая фаза диффузионного спрединга во впадине определяется по возрасту как поздне меловая.

В позднем мелу произошло заложение глубоководных впадин окраинных морей, расположенных к северу и востоку от Австралии. К концу мелового периода (согласно палеогеодинамическим реконструкциям Л.П. Зоненшайна с соавторами, Т. Хилде, С. Уеды и др.) только начался процесс разделения Австралийской и Антарктической плит. Вдоль восточной окраины Австрало-Антарктического суперконтинента по крупному тектоническому шву произошло заложение Тасманской зоны спрединга, которая по своей морфологии, скорости растяжения и характеру тектонических процессов была аналогом срединно-океанических хребтов, уступая им только в размерах. Спрединг в Тасманском хребте привел к отделению от суперконтинента крупных блоков континентальной коры: хребта Лорд-Хау, Новой Каледонии и Новой Зеландии с Новозеландским плато. Все эти структуры имели сложную историю тектонического развития, но к концу раннего мела в их пределах уже существовала кора субконтинентального или континентального типа.

Начиная с кампанского времени и в маастрихте происходило не только отделение этих блоков от суперконтинентальной плиты, но и быстрое перемещение их в восточном направлении с разной скоростью и отдельно друг от друга. Если хребет Лорд-Хау отделялся от Австралии собственно Тасмановой глубоководной впадиной, то от него, в свою очередь, Новокаледонская депрессия отделяла блоки островов Новой Каледонии и Новой Зеландии. Заложение Новокаледонского трога произошло, по-видимому, также в позднем мелу, и процессы растяжения здесь продолжались в течение всего палеоцена и, возможно, раннего эоцена. По крайней мере только растяжения на западе от Новой Каледонии могли привести к образованию аккреционной призмы на этом острове.

Аккреционная призма Новой Каледонии характеризуется присутствием в ней крупного покрова офиолитов верхнего мела, который переместился с востока на запад. Вероятно, офиолиты представляют собой океаническую кору рифта, существовавшего к востоку от острова, который полностью закрылся в результате перемещения острова с запада на восток.

К северу от Новой Каледонии заложились глубокоководный трог Кораллового моря, формирование которого привело к левосторонней ротации Новой Гвинеи и широкому развитию офиолитовых аллохтонов по всему северу-восточному обрамлению впадины. Все эти покровы перемещались с востока и северо-востока на юг и юго-запад, т.е. в сторону впадины Кораллового моря. Они образовались в результате сжатия по периферии Соломоновых островов и Новой Гвинеи и перемещения океанической коры новообразованных рифтовых зон. Рифты формировались в конце позднего мела на окраине Австралийской плиты и полностью закрылись в раннем эоцене.

Таким образом, все позднемиоценовые глубокоководные впадины окраинных морей западной части Тихого океана обрамляются поясами офиолитовых покровов. Последние служат важнейшим элементом структуры аккреционных призм, или зон компенсации (сжатия) растяжения в центральных частях новообразованных впадин. Но ни в одном из перечисленных районов офиолиты не являются тектоническими блоками более древней океанической коры. Все они образовались в результате спрединга того же геологического времени в осевых частях зон растяжения. Они сравнимы с океанической корой океанов по разрезу, но тем не менее представляют собой океанический фундамент новообразованных рифтов. Возможно, этим и объясняются отдельные различия в составе офиолитов и коры срединно-океанических хребтов.

Промежуток геологического времени, охватывающий поздний эоцен — ранний олигоцен, характеризуется прекращением процессов спрединга на краю континентов к западу от Тихоокеанской плиты. Он известен как период важнейших структурных перестроек, происшедших в пределах всего Мирового океана. На западе Тихого океана они получили наиболее яркое выражение в пределах экваториальной части и в Юго-Восточной Азии. Новая эпоха образования океанических трогов в окраинных морях началась непосредственно после периода изменений структурного плана — в среднем олигоцене — и продолжалась вплоть до середины раннего миоцена.

В среднем олигоцене происходило формирование глубокоководной впадины Японского моря и возобновились процессы расширения в Южно-Китайской и Коралловой впадинах. Эта геологическая эпоха характеризовалась усилением тектонической активности в пределах всех островных дуг, в том числе и на Японских островах, которые отделились от окраины Евразийской плиты.

Японская глубокоководная впадина, так же как и депрессия океанического типа Южно-Китайского моря, не имеет четко выраженной оси спрединга. Учитывая наличие в юго-восточной части моря большого количества антиклинальных структур с корой континентального или субконтинентального типа, таких, как Корейское плато, хребты Ямато и Окусири и других, можно предположить, что основную роль в образовании Японской впадины играл диффузионный спрединг. С. Уеда и С. Хонда предполагают, что Японская впадина представляет собой типичный пример задугового бассейна и ее образование было предопределено активной субдукцией Тихоокеанской плиты под Японскую островную дугу. Навысший подъем теплового потока наблюдается не под вулканической дугой, а под окраинно-морской глубокоководной впадиной. Это объясняется относительно небольшим ( $30^\circ$ ) углом падения зоны Беньюфа под Японские острова и равномерным распределением тепла под впадиной, в отличие от островной дуги, где оно концентрируется в отдельных точках. Повышенный тепловой поток сыграл основную роль в возникновении диффузионного спрединга, который продолжался с середины олигоцена до раннего миоцена включительно.

Такие же процессы происходили в этот промежуток геологического времени и в более южных морях. Однако если в позднем мелу для Южно-Китайского и Кораллового морей был характерен диффузионный спрединг, то в олигоцене—раннем мио-

цене растяжения здесь происходили вдоль осевых зон. Спрединг срединного типа захватил лишь отдельные районы глубоководных впадин, что устанавливается по положению линейных магнитных аномалий. Тектонические движения этой эпохи завершились в середине раннего миоцена, совпадая по времени с заключительной, сафской фазой альпийского орогенеза.

Во второй половине раннего миоцена наступил относительный перерыв в тектоническом развитии глубоководных впадин. В это время произошли крупные сдвиговые перемещения вдоль меридиональных разломов, ограничивавших Сахалин с востока, по Филиппинскому сдвигу и широтному разлому, протягивающемуся вдоль желоба Витязь. Одновременно Австралийская плита отделилась от Антарктической и переместилась на север. Таким образом, наблюдается общая закономерность – в периоды основных перестроек структурного плана процессы спрединга вдоль континентальных окраин приостанавливаются.

Новая эпоха тектонической активности вдоль желобов и в островных дугах, выразившейся также в ускорении процессов растяжения в глубоководных впадинах окраинных морей Азии и к северу от Австралии, возобновилась в среднем миоцене. В одних районах она прекратилась к плейстоцену, в других продолжалась и в четвертичный период. Она хорошо распознается по высокому тепловому потоку, магнитным аномалиям и возрастающей вулканической активности. Позднекайнозойская тектоническая деятельность особенно ярко выразилась в районах, расположенных непосредственно между континентальными плитами и Тихим океаном. В тех областях, где между ними располагаются моря, формировавшиеся на океаническом основании, со второй половины миоцена по четвертичное время не произошло крупных структурных изменений и дальнейшего расширения площади глубоководных котловин. Так, не отмечается явление спрединга в этот период в Южно-Китайском и Тасмановом морях.

Во второй половине миоцена заложилась две глубоководные впадины на континентальной коре к западу от Японских островов. Это котловины Ямато и Окинава. Обе они образовались, по-видимому, в результате спрединга центрального типа.

Трог Окинава, расположенный за островной дугой Рюкю, по мнению А. Кимур, начал формироваться после усиления субдукции в глубоководном желобе Рюкю. Зона растяжения расположена под областью высокого теплового потока и характеризуется современным базальтовым вулканизмом. Впадина Ямато отражает вторую стадию расширения впадины Японского моря и находится в зоне суживания на востоке этой акватории. В ее пределах осевой рифт спрединга не имеет столь четкого выражения, как, например, в трог Окинава, но это может быть объяснено тем, что земная кора во впадине имеет переходный характер и здесь еще не сформировалась кора океанического типа. Высокая сейсмичность в районе впадины Ямато, выражающаяся в широком распространении землетрясений, эпицентры которых расположены на небольшой глубине, свидетельствует о продолжающихся активных тектонических движениях.

Процессы растяжения в позднем кайнозое проявлялись и в глубоководных впадинах Охотского моря. В среднем миоцене они привели к расширению площади впадины Дерюгина, где, вероятно, ось наибольшего спрединга в кайнозое переместилась восточнее позднемезозойских рифтов. Особенно четкое выражение тектонические движения этого возраста получили в Южно-Охотской впадине. Здесь повышен тепловой поток, вдоль оси рифта прослеживается крупная линейная магнитная аномалия. Активизация тектонических процессов проявляется также в сейсмичности региона и в интенсивных вулканических извержениях в пределах Курильской островной дуги. Современную тектонику Курило-Охотского региона часто объясняют тем, что направление субдукции Тихоокеанской плиты в Курильском глубоководном желобе ориентировано перпендикулярно простиранию островной дуги. По данным С. Уеды и Х. Канамори [Uyeda, Kanamori, 1979], абсолютная скорость перемещения дуги в сторону Тихоокеанской плиты достигает 2,1 см/год.

Позднекайнозойские тектонические процессы проявились и в приэкваториальной

части юго-западного обрамления Тихого океана. В пределах Соломоновой впадины образовался глубоководный трог Вудларк, который, по мнению У. Гамильтона, представляет собой ось современной зоны спрединга. Возникновение трога связывается с быстрым (до 8,3 см/год) перемещением Новой Гвинеи и прилегающих к ней с востока островов на запад вдоль Меланезийско-Соломонового левостороннего спрединга. Размах этих движений устанавливается особенно наглядно при анализе истории эволюции глубоководных впадин окраинных морей, возникших в результате процессов спрединга и новообразования молодой океанической коры в пределах позднеюрской—нижнемеловой Тихоокеанской плиты.

Глубоководные впадины окраинных морей, образовавшиеся в результате вторичных процессов спрединга, связанных с развитием островных дуг, с субдукцией и спрединговыми перемещениями, играют важную роль в структурном плане западной части Тихого океана. К этим впадинам относятся: Командорская котловина Берингова моря, глубоководные впадины и трог Филиппинского моря, моря Индонезийского архипелага и глубоководные котловины моря Фиджи. Так же как и новообразованные впадины с океанической корой, расположенные на краю континентальных плит, эти депрессии формировались в позднемеловое, олигоцен-раннемиоценовое и среднемиоцен-четвертичное время. Другими словами, локальный спрединг на западе Тихоокеанской плиты происходил одновременно со спредингом на краю континентов. В отличие от впадин, формировавшихся в результате растяжения континентальной коры, которые, как правило, имеют сложную и многофазную историю развития, большинство котловин Филиппинского и других подобных морей образовалось одноактно, в один из этапов тектонической активности. Исключение из этого правила составляет лишь Командорская впадина Берингова моря.

Командорская впадина заложилась на Алеутской океанической плите (реликте плиты Кула) в конце позднего мела. Уже к этому времени Алеутская плита отделялась от южной части плиты Кула крупными тектоническими разломами субширотного простирания. В свою очередь, Алеутская плита была разделена меридиональным разломом на две части — западную, небольшую по размерам, и восточную, подстилающую Алеутскую котловину. Этот разлом был реликтом северной части шва Императорского хребта. Растяжение в западной части Алеутской плиты было вызвано неравномерным смещением ее в западном направлении и частичной субдукцией под континент, что привело к образованию ослабленной зоны между разломом и континентом. В позднем мелу растяжение в осевой части Командорской котловины компенсировалось поддвижением ее восточной окраины под Алеутскую плиту и западной — под Северо-Камчатско-Тайгоносский континентальный блок. В зоне сочленения Командорской и Алеутской плит образовалась остаточная островная дуга на месте современного подводного хребта Ширшова. В дальнейшем Командорская впадина развивалась как типичный междугловый бассейн.

В пределах Филиппинского моря в позднем мелу—раннем эоцене происходило образование океанической коры фундамента Западно-Филиппинского бассейна. В геологической литературе высказывалось много предположений о природе Западно-Филиппинской плиты, в том числе и автором настоящей работы. Все они в принципе сводятся к тому, что, скорее всего, первоначально Западно-Филиппинский бассейн возник как междугловая котловина. К западу от котловины предполагалась Филиппинская островная дуга, а к востоку — дуга Дайто. Осевая зона спрединга совпадала с Центральнo-Филиппинским разломом, который в эту эпоху был ориентирован почти меридионально. Компенсировалось растяжение в осевой части бассейна субдукцией под Филиппинскую дугу и образованием зоны тектонического сучивания перед фронтом дуги Дайто. Одновременно с субдукцией на западе бассейна формировалась и аккреционная призма, в которую вошли в виде отдельных пластин и покровы офиолитов, распространенных на востоке о-ва Лусон. По возрасту и происхождению эти офиолиты сходны с офиолитами верхнего мела, распространенными по периферии окраинноморских впадин, образовавшихся на краях континентальных плит. Однако наличие

в разрезах офиолитовой ассоциации на востоке о-ва Лусон недеплетированных основных пород свидетельствует об участии в плавлении глубоких слоев мантии, а следовательно, осевая зона спрединга в Западно-Филиппинском бассейне имела более глубокое заложение, чем во время процессов диффузионного спрединга или задугового растяжения на континентальной коре.

Глубоководные впадины морей Сулу, Банда и Сулавеси, разделяющие островные дуги Индонезийского архипелага, заложилась, по-видимому, также в позднем мелу. Характер их геологической эволюции имел много общего с Западно-Филиппинским бассейном. Одновозрастны с лусонскими офиолитами и офиолиты, встреченные на восточных островах архипелага (о-в Сулавеси и др.). Эти впадины заложилась на океанической коре, и, вероятно, осевые зоны растяжения в их пределах имели достаточно глубокое заложение.

В позднем эоцене—раннем олигоцене, как уже упоминалось выше, в Юго-Восточной Азии произошла крупная структурная перестройка. В связи с перемещением Австралийской плиты на север в результате левостороннего вращения изменилось положение Западно-Филиппинской плиты, а также ряда островов Индонезии. Поэтому структурные планы, соответствующие кайнозойским эпохам, не совпадают с простиранием элементов, образовавшихся в конце мезозоя. Так, котловина Паресе-Вела и хребет Кюсю-Палау пересекают Центрально-Филиппинский рифт под углом  $40^\circ$ . Также не параллельны друг другу оси индонезийских глубоководных впадин. Фактически после указанных событий в пределах окраинных морей Юго-Восточной Азии происходило только формирование осадочного чехла, в то время как к востоку от них на океанической коре возникли молодые островные дуги, которые разделялись глубоководными котловинами с новообразованной океанической корой.

К востоку от Западно-Филиппинского бассейна в эпоху, начавшуюся со среднего олигоцена и длившуюся до нижнего миоцена включительно, образовалась впадина Паресе-Вела. Эта депрессия расширилась в результате спрединга центрального типа; осевая рифтовая долина хорошо выделяется в рельефе дна, а растяжения вдоль нее подтверждаются линейными магнитными аномалиями, возраст которых удревняется по направлению к периферии впадины. Граничащий с впадиной на западе подводный хребет Паресе-Вела образовался в результате субдукции одной океанической плиты под другую и является типовым примером остаточной островной дуги, которая развивалась только в олигоценовое время.

Очень сходен по истории формирования с впадиной Паресе-Вела Южно-Фиджийский глубоководный бассейн, расположенный в западной части моря Фиджи. Южно-Фиджийская котловина возникла в результате спрединга океанической коры к востоку от региона, в котором активно проявились позднемезозойские—эоценовые тектонические движения. В отличие от Филиппинского региона к западу от моря Фиджи находятся остаточные блоки коры континентов, слагающие восточное обрамление Тасманова моря. Как внутренняя структура дна глубоководных олигоцен-нижнемиоценовых котловин, так и их основные геофизические характеристики имеют между собой много общего.

К востоку от котловин Паресе-Вела и Южно-Фиджийской располагаются самые молодые структуры растяжения на западе Тихого океана. Это трого Марианский и Лау, которые интерпретируются как классические примеры междугового спрединга, развивающегося в результате процессов субдукции океанической плиты под фронтальную островную дугу в пределах глубоководного желоба. Оба эти трого узкие и линейные, с четко выраженной рифтовой долиной. Их формирование происходило начиная с позднего миоцена и не завершилось еще к настоящему времени. Об этом можно судить по сейсмичности и вулканической активности в пределах трогов и в сопредельных островных дугах. Вслед за Д. Каригом, С. Уеда разработал систему физических построений, объясняющих процессы заложения и развития спрединга в трогов такого типа. Она кратко рассматривалась выше, при описании истории возникновения глубоководной впадины Японского моря.

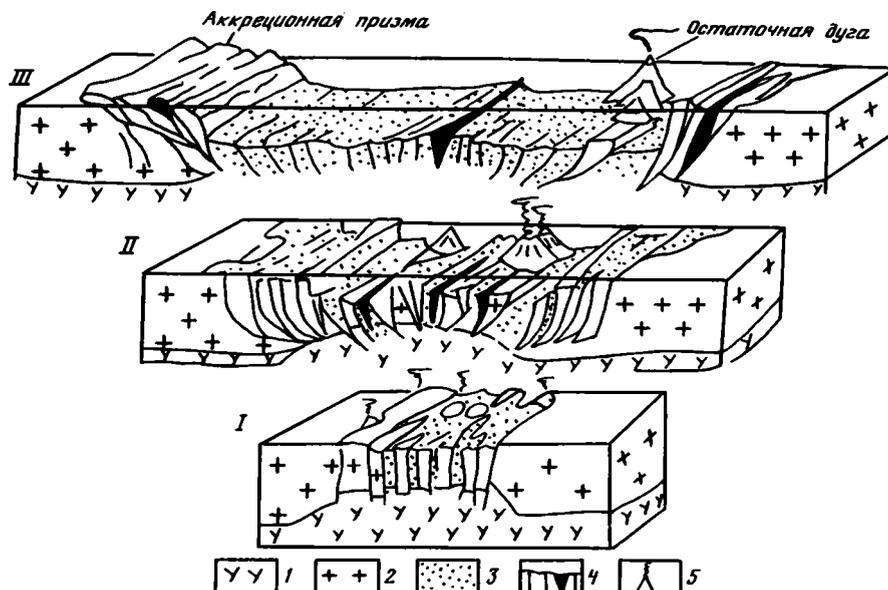


Рис. 2. Принципиальная модель формирования "малой" океанической впадины

Стадии развития: I — разуплотнения и деструкции коры с развитием грабенов, выполненных вулканическими сериями, II — диффузионного спрединга с образованием офиолитовых комплексов и остаточных островных дуг (на этом этапе широко распространены листрические разломы), III — зрелого развития впадины с образованием зон тектонического скупчивания в аккреционных призмах

1 — мантия; 2 — континентальная или океаническая кора более древних геологических эпох; 3 — вулканические серии; 4 — офиолиты; 5 — вулканические цепи

К северу от Южно-Фиджийской котловины находится Северо-Фиджийская впадина, которая также расширялась в позднемиоценовое—четвертичное время. Однако по форме и происхождению она отличается от междугубовых бассейнов. Северо-Фиджийская впадина имеет в плане треугольную форму, расширяясь к северу, где ее ограничением служит левосторонний сдвиг. Сдвиговые перемещения по этому разлому начались в олигоцене и продолжались вплоть до плейстоцена. Впадина расположена на внешнем борту зоны субдукции, происходящей в Новогейбридском желобе. Следовательно, спрединг в ее пределах объясняется в первую очередь не подъемом тепла, возникающего в результате плавления пород в зоне субдукции, а тыловым растяжением, которое образуется перед глубоководным желобом в ограниченном от океанической плиты небольшом блоке.

По форме и тектонической природе Северо-Фиджийская впадина имеет много общего с Командорской котловиной. Впервые У. Кейри обратил внимание на подобные структуры, выделив их в особый тип — ороклинальные депрессии. К этому типу впадин следует отнести Южно-Охотскую котловину, юго-западная часть которой расширена благодаря горизонтальным перемещениям по Восточно-Сахалинскому сдвигу, и Тасманову впадину, ограниченную на юге подводным продолжением Новозеландского альпийского сдвига.

Итак, рассмотрены основные геологические закономерности формирования глубоководных впадин западной части Тихого океана. Обобщая их, перечислим главные выводы, которые следуют из анализа региональных материалов.

1. На западе Тихого океана выделяются три категории глубоководных котловин: а) океанические плиты, отделенные от океана более молодой островной дугой (Алеутская и Командорская впадины); б) новообразовавшиеся в результате деструкции и спрединга на окраинах континентальных плит (Южно-Охотская, Японская, Ямато, Окинава, Южно-Китайская, Тасманова и др.); в) впадины, возникшие в результате

задугового или междугового спрединга на океанической коре (Филиппинская, Паресе-Вела, Фиджийские, Марианская, Лау и др.).

2. Большинство впадин образовалось под воздействием процессов спрединга центрального типа. На дне впадин имеется осевая рифтовая долина, линейные аномалии к периферии бассейнов удревняются. Ряд трогов, возникших на континентальной коре, формировался в результате процессов диффузионного спрединга (Японская, Ямато, Южно-Китайская впадины и др.). И в том и в другом случае спрединг является следствием повышенного теплового потока и приближения к верхним слоям коры изотермы 1100–1200° (рис. 2).

3. Покровы, сложенные породами офиолитовой ассоциации, на островах внутренних дуг запада Тихого океана представляют собой кору океанического типа, формировавшуюся в узких рифтах и трогах в эпоху позднемиоценового спрединга, и тектонически перемещены на острова в период сжатия и структурной перестройки. Офиолиты в основании Марианской и Тонга-Кермадекской островных дуг являются породами океанического фундамента, на котором заложилась эта дуга.

4. Глубоководные впадины окраинных морей на западе Тихого океана формировались в течение трех основных этапов: в позднем мелу—раннем эоцене, среднем олигоцене—раннем миоцене, среднем миоцене—четвертичном периоде. Эти этапы совпадают с ларамийской складчатостью, с заключительной сафской фазой, альпийской складчатости и эпохи тихоокеанского орогенеза (или штирийской фазой складчатости) на континентальных плитах. Промежутки геологического времени, разделяющие этапы образования океанической коры в глубоководных депрессиях, были периодами крупных перестроек структурного плана региона и горизонтальных перемещений, по сдвигам.

5. Сдвиги привели к возникновению ороклинальных котловин, имеющих в плане треугольную форму, что свидетельствует об их влиянии на ускорение процессов спрединга в отдельных районах дна Мирового океана.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А., Седов А.П.* Глобальные палеогеодинамические реконструкции для последних 160 млн лет // Геотектоника. 1984. № 3. С. 3–16.
- Пуцаровский Ю.М.* О тектоническом положении вулканических зон на западе Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца // Вулканические и вулканоплутонические формации. М.: Наука, 1967. С. 90–102.
- Пуцаровский Ю.М.* Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 222 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 234).
- Пуцаровский Ю.М.* Тектонические движения в океанах // Геотектоника. 1978. № 1. С. 3–19.
- Пуцаровский Ю.М.* Актуальные проблемы советской геотектоники // Там же. 1986. № 1. С. 5–17.
- Пуцаровский Ю.М., Козлов В.В., Мазарович А.О., Сулиди-Кондратьев Е.Д.* Системы разломов в Тихом океане // Там же. 1980. № 2. С. 3–13.
- Пуцаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н., Разницын Ю.Н.* и др. Сравнительная тектоника Берингова, Охотского и Японского морей // Там же. 1977. № 5. С. 83–95.
- Хаин В.Е.* Региональная геотектоника: Альпийский Средиземноморский пояс. М.: Наука, 1984. 344 с.
- Хаин В.Е.* Региональная тектоника: Океаны. Синтез. М.: Недра, 1985. 252 с.
- Ben-Avraham Z., Uyeda S.* Entrapment origin of marginal seas // Geodynamics of the Western Pacific-Indonesian Region. Wash.: Amer. Geophys. Union, 1983. P. 93–105. (Geodyn. Ser.; Vol. 11.)
- Dickinson W.R.* Reconstruction of past arc-trench systems from petrotectonic assemblages in the island arcs of the western Pacific // The Western Pacific. Perth: Univ. Austral. press, 1973. P. 569–601.
- Hilde T.W., Uyeda S., Kroenke L.* Evolution of the western Pacific and its margin // Tectonophysics. 1977. Vol. 38. P. 146–165.
- Uyeda S., Kanamori H.* Back-arc opening and the mode of subduction // J. Geophys. Res. 1979. Vol. 84. P. 1049–1061.

## О ПЕРИОДИЧНОСТИ ЖАДЕИТ-ГЛАУКОФАНОВОГО МЕТАМОРФИЗМА И НЕКОТОРЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СЛЕДСТВИЯХ

Выяснение природы периодичности тектонических движений и глобальных тектонических фаз всегда считалось одной из основных проблем геотектоники. Однако в последние годы в связи с изучением океана и появлением концепции тектоники плит внимание к этой проблеме несколько снизилось, поскольку в первых вариантах тектоники плит места для такой периодичности и глобальных тектонических фаз, по-видимому, не находилось. Ю.М. Пушаровский [1984], кратко и точно сформулировав задачи советской тектоники на ближайшие годы, отразил эту проблему также в общем виде: тектоническая история Земли, влияние на тектонику Земли космических факторов; эволюция структурообразования в истории Земли.

Между тем изучение геодинамики, геохимии и метаморфизма, проведенное в последние годы, позволяет поставить решение этой проблемы на новый уровень, причем одним из ключевых моментов здесь может явиться правильная периодичность очень специфического вида метаморфизма, наиболее тесно коррелируемого с тектоникой, — жадеит-глаукофанового. Рассмотрению этого вопроса с учетом новейших данных и посвящена настоящая статья.

### ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ ЖАДЕИТ-ГЛАУКОФАНОВОГО МЕТАМОРФИЗМА

Жадеит-глаукофановый метаморфизм — один из особых типов метаморфизма, тесно приуроченный к крупным тектоническим швам. Он объединяет процессы, происходящие при низких температурах (300–550 °С) и высоких давлениях (7–16 кбар и выше), при которых образуются такие специфические ассоциации, как глаукофан + парагонит + хлоритоид, глаукофан + лавсонит + арагонит, жадеит + кварц + альмандин, иногда жадеит + дистен + кварц, пироп + кварц + коэзит и др. [Miyashiro, 1961, 1981; Добрецов, 1974, 1978, 1981; Chopin et al., 1983; Ernst, 1971, 1972, 1983].

В англоязычной литературе такие породы, как правило, называют голубыми сланцами (blueshists), противопоставляя их зеленым сланцам — низкотемпературным метаморфическим породам, возникшим при обычных давлениях. Главной причиной появления голубого цвета является широкое распространение голубого амфибола (глаукофана, кроссита) вместо хлорита и актинолита, обусловленное реакциями типа хлорит + актинолит + альбит → глаукофан + эпидот или хлорит + альбит → глаукофан + парагонит. Однако, поскольку голубой цвет пород — признак неоднозначный (ряд пород с голубым амфиболом образуется при щелочном метасоматозе при обычных давлениях), а также учитывая правило приоритета, будем вслед за В.С. Соболевым [1949] и А. Мияширо [Miyashiro, 1961] использовать термин "жадеит-глаукофановый метаморфизм".

В настоящее время достаточно минералогических и экспериментальных данных, чтобы оценить  $P$ – $T$ -условия метаморфизма конкретных глаукофановых (или голубых) сланцев независимо от допущений, касающихся режима щелочей и воды при метаморфизме. Многие независимые данные доказывают, что жадеит-глаукофановый метаморфизм далеко не всегда сопровождается повышением потенциала щелочей, как считают некоторые исследователи [Маракушев, 1973; и др.], и, как правило, происходит при высоком давлении воды, составляющем 0,8–0,9 от общего давления (т.е.  $P_{H_2O} = 6–13$  кбар) [Добрецов, 1974, 1981; Перчук, Аранович, 1979].

Природа высоких давлений при жадеит-глаукофановом метаморфизме долгое время оставалась малопонятной и вызывала острые дискуссии. В настоящее время высокие давления и низкие температуры при образовании голубых сланцев, как правило,

связывают с процессом субдукции. Холодная океаническая плита, опускаясь под острую дугу или край континента вдоль наклонной зоны Беньюфа–Заварицкого, даже на большой глубине (например, 60 км, что соответствует литостатическому давлению около 18 кбар) не успевает прогреться до температур, больших 600 °С. Чем быстрее опускается плита, тем более низкие температуры оказываются на той же глубине, или, что то же самое, при той же температуре достигаются все более высокие давления. Геологические факты в первом приближении соответствуют такой модели, и она кажется настолько логичной и естественной, что нередко наличие голубых сланцев с глаукофаном и жадеитом считается доказательством наличия палеозон субдукции [Ernst, 1971, 1983; Miyashiro, 1981; и др.]. Однако более внимательное изучение геологических и минералого-петрологических фактов заставляет усомниться в универсальности такой простой модели. Были предложены модели, в которых наряду с глубоким и быстрым заталкиванием в зонах субдукции (или вместо него) предполагается тектоническое сдавливание (или стресс) в структурных зонах столкновения [Перчук, Аранович, 1979, Bogdanov, 1984] или дополнительное флюидное давление при быстром нагревании первичногидратированных осадков и базальтов [Добрецов, 1974, 1981; Dobretsov, Sobolev, 1984]. Однако и это оказалось неглавным.

На первый план постепенно вышла идея, что не само образование в палеозонах субдукции, а сохранение образовавшейся ассоциации голубых сланцев путем быстрой тектонической транспортировки или выталкивания вверх является главной особенностью глаукофановых сланцев. Действительно, породы, которые образуются в зонах субдукции, бесследно исчезают в глубинах мантии (если не считать предполагаемых вторичных продуктов – магматических или флюидно-магматических струй, поднимающихся от зон Беньюфа–Заварицкого). Увидеть голубые сланцы или иные продукты метаморфизма из этих зон можно, только доставив их к поверхности, и достаточно быстро, иначе, при медленном подъеме, ассоциации голубых сланцев превратятся в обычные ассоциации зеленых сланцев. Такие регрессивные реакции действительно очень часто наблюдаются в голубых сланцах, но многие из них связаны с более поздними, наложенными процессами. Тем не менее часто прекрасно сохраняются многие легкоразрушаемые минералы и ассоциации голубых сланцев, в частности лавсонит, арагонит, козсит. Последний, как известно, недавно был найден в кварц-пироповых породах и эклогитах, ассоциирующих с голубыми сланцами в Альпах, Норвегии и на Урале [Chopin et al., 1983; Добрецов, 1984].

Изследование кинетики превращений арагонит–кальцит, кварц–козсит, а также структурно-текстурных особенностей пород (незавершенность минеральных реакций, слабая деформированность пород, сохранение многих первичных структурно-текстурных особенностей) позволяет предположить, что и сам жадеит-глаукофановый метаморфизм протекает достаточно быстро, и тектоническая транспортировка голубых сланцев к поверхности может происходить еще быстрее. Если, например, субдукция происходит со скоростью 10 см/год, то обратный процесс – тектоническое выдвижение к поверхности – идет с той же или даже большей скоростью. Нами уже отмечалась [Добрецов, 1981] следующая качественная корреляция: чем меньше деформирована порода и чем кислее она по составу, тем чаще в ней наблюдаются ассоциации самых высоких давлений. Таковы пироповые кварциты с козситом в Альпах [Chopin et al., 1983], кварц-альмандин-жадеитовые породы и эклогиты (иногда с козситом) из максютовского комплекса на Южном Урале [Добрецов, 1974, 1984; Ленных, 1977], кварц-жадеитовые метаграувакки францисканского комплекса Калифорнии. Создается впечатление, что кислый состав и относительно низкая плотность пород обеспечивают таким породам дополнительную "плавучесть", которая помогает им быстро вытолкнуться назад, как только ослабнут силы сцепления с погружающейся океанической плитой. Наличие таких сиалических осколков, или микроконтинентов, интерпретируется нередко как причина прекращения субдукции ("закупорки") или "перескакивания" зон субдукции, но они же могут быть и причиной быстрого подъема продуктов глубинного метаморфизма в зонах субдукции.

При взгляде с этих позиций иной смысл приобретает периодичность возраста глаукофановых сланцев, которая в общем виде была подмечена давно [Добрецов, 1974; Добрецов, Курода, 1969; Фирсов, Добрецов, 1969; Ernst, 1972], но в последнее время благодаря новым данным и сопоставлению с возрастом ассоциирующих офиолитов, как мы увидим ниже, превращается в удивительно точную закономерность.

### ПЕРИОДИЧНОСТЬ ВОЗРАСТА ГЛАУКОФАНОВЫХ СЛАНЦЕВ

Одной из первых подмеченных возрастных особенностей глаукофановых сланцев была преимущественная их приуроченность к постпалеозойским складчатым областям [Roever, 1956; Miyashiro, 1961]. В дальнейшем автору удалось доказать [Добрецов, 1974], что это справедливо только для Альпийско-Гималайского пояса и Тихоокеанского складчатого обрамления, а внутри Азиатского континента широко распространены рифейские и раннепалеозойские глаукофансланцевые пояса (рис. 1). Позже чем 400 млн лет назад глаукофановые сланцы в Урало-Монгольском поясе не образовывались, и, наоборот, только 350 млн лет назад началось их широкое распрост-

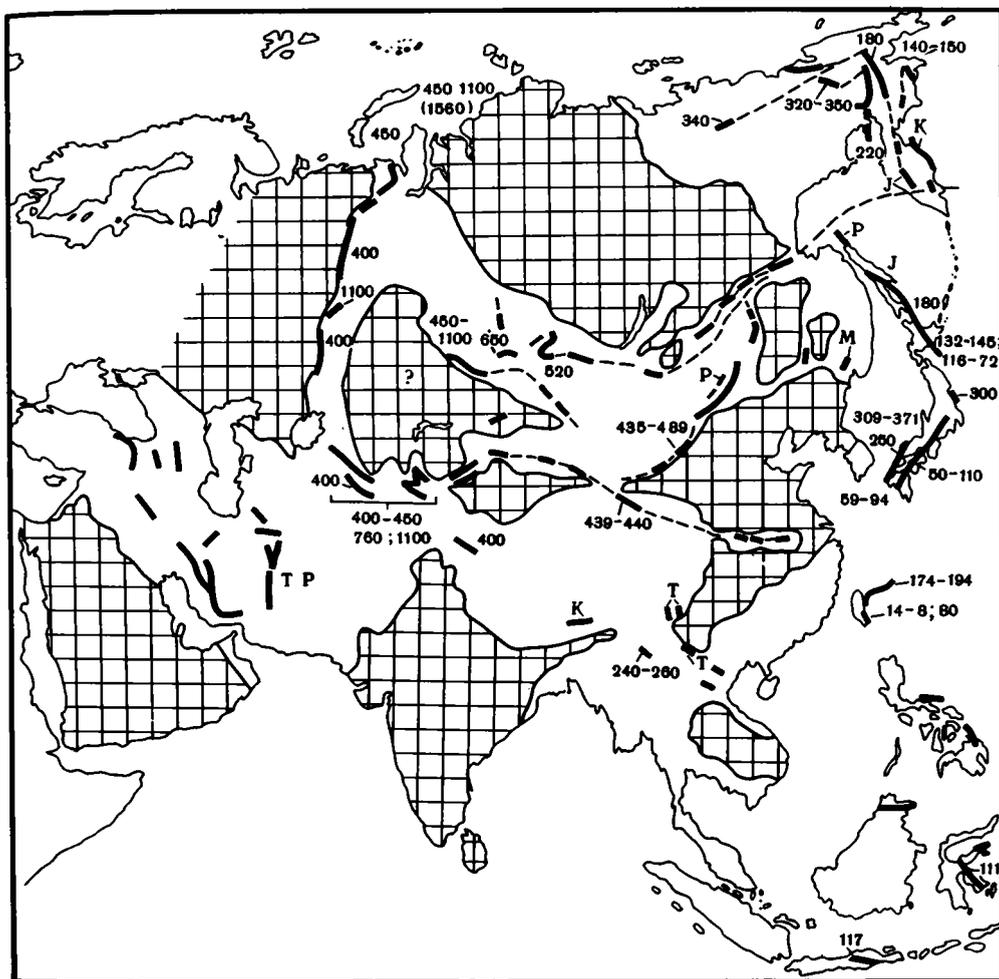


Рис. 1. Схема распространения и возраст (в млн лет) глаукофансланцевых и офиолитовых (с глаукофановыми сланцами и эклогитами) поясов в Азии (заштрихованы докембрийские платформы)

**Возраст офиолитов, ассоциирующих голубых сланцев и амфиболитов**

Этап жадеит- глауко- фанового метамор- физма	Датировка этапа, млн лет	Пояса и комплексы (возраст, млн лет)	
		офиолитов	голубых сланцев (B, BC, BE) и амфиболитов (A, BA)
1	2	3	4
		Тихама-Азир (20–25)	
I	30 ± 8	Марум, Новая Гвинея (40–50)	Новая Каледония (BC, 30 ± 8); Западные Альпы, III (BC, 30–38)
II	60 ± 5	Сахалин (55–70)	Новая Каледония (B, 60–70); Санбагава, II (BC); Нишисоноги, Кюсю (BC, 59); Гватемала (60); Эмо, Новая Гвинея (BC); Францискан, III (60–65); Турция, II (BC, 65–67); Западные Альпы, II (BC, 53–65)
III	85 ± 10	Новая Каледония; Новая Гвинея (65–75); Антилы (65–80); Южная Турция (70–90)	Йолла-Болли и др., Францискан, II (B, 90±5); Нишисоноги, Кюсю (BC, 85–94); Сахалин, II (90–96); Тайвань (BC, 80); Семайл, Оман (BA, 90 ± 10); Западные Альпы (BE, 85–102); Корсика (80–95); Куба (77–94); Южный Белуджистан (BC, 91 ± 10); Турция (B, 82, 97)
		Семайл, Оман (94, 101); Троодос, Кипр (98–120); Анталья, Турция (70–110); Папуа-Новая Гвинея; Южный Белуджистан (95, 103); Северный Белуджистан (92–124); Колумбия (95–120)	
IV	120 ± 8		Пиккет-Пик и Коллер-Брук, Кламат (B); Саут-Форк и др., Францискан, II (B, 120 ± 8); Шуксан, штат Вашингтон (BC, 120 ± 10); Санбагава, I (B); Ява (BC, 17); Сулавеси (B, 17); Восточные Альпы (BC, 110–130); Камуикотан, Хоккайдо, II (BC, 16); Восточная Камчатка (BC); Куба (BE, 122 ± 5); Новая Зеландия (BC, 118 ± 10)
		Колумбия (110–135); Дуатре, Эспаньола (127); Антилы (120–135); Куба; Западные Альпы (135–150); Калабрия; Папуа-Новая Гвинея (115–150); Сирия (125–150)	
V	150 ± 10		Включения во Францискане (BE, 150–170); Камуикотан, Хоккайдо, I (B, 140 ± 8); Пиккульней, Корьякия (157), включения в меланже Корьякии (B); включения в меланже Шуксан, штат Вашингтон (154 ± 10)

Т а б л и ц а (продолжение)

1	2	3	4
		<p>Береговые хребты (153–165); Смартвилл и др., Сьерра-Невада (160–180); Престон-Пикк и др., Кламат (159–172); Джозефина, Орегон (157–180); Кавказ (150–180); Апеннины; Корсика (150–180); Тибет (150–180)</p>	
VI	170 ± 10		<p>Кондри, Кламат (BC, 170); Фрейзер-Ривер, Сьерра-Невада (B, 174–180); Сусунай, Вест-Хайфарк, Кламат (A, 170–177); Сахалин (BC, 178); о-ва Рюкю (BC, 180–185); Динариды (A, BC, 180–190); Севанский, Кавказ (BC)</p>
VII	220 ± 8	<p>Центральный пояс Сьерра-Невады (190–210); Рателснейк, Кламат (193–207); Динариды (190–210); Восточные Альпы (190–220)</p>	<p>Форт-Джонс, Кламат (B, BC, 214–226); Тайгнос (BC); Курепто, II, Чили (BC, 220 ± 310)</p>
VIII	250 ± 10	<p>Новая Зеландия (230–265); Орегон; Вашингтон; Канадские Кордильеры (235–250)</p>	<p>Включения в меланже Кламат (B, 250); Сангун, Япония (BC, 250); Бирма (BC, 240–260); Куренто, I, Чили (250)</p>
IX	315 ± 10	<p>Салман-Ривер, Кламат (265–310)</p>	<p>Восточные Абакума и Оми, Япония (BC); Фрейзер-Ривер, Сьерра-Невада (A, 270–300)</p>
X	340 ± 10	<p>Байя, Калифорния; Южная Сьерра-Невада (ок. 300); Аляска (?)</p>	<p>Пенжинский, Камчатка (B, BC, 320–350); Алазая, Колыма (B, BC); Оми, Япония, I (BC, 309–371); Нуратау, Тянь-Шань (330–350)</p>
XI	<p>а) 370 ± 10 б) 410 ± 10</p>	<p>Фрейзер-Ривер, Сьерра-Невада (380–400); Чарский, Восточный Казахстан (360–400); Мугоджары, Урал (380–400); Южная Монголия (340–370)</p> <p>Лизард (397–410); Норвегия (400–460); Северный</p>	<p>Максютовский, Южный Урал, II (BC 395–420); Северный Урал; Майли-Су и Канский, Южный Тянь-Шань (360–390); Галиция (410); Заравшанский (374–390)</p>

Т а б л и ц а (окончание)

1	2	3	4
		Кавказ (440–460); Южный Урал (400–450); Южный Тянь-Шань (400–425); Тринити, Кламат (420–475)	
XII	465 ± 15	Северная Норвегия (460–550); Шотландия (460–505); Ньюфаундленд (500–515); Сьерра-Невада (~ 500); Пенжинский, Камчатка (430–580); Урал (485–510)	Моталафиела, Шпицберген (BE, 440–475); Вермонт (460); Центральный Кюсю (430–455); обрамление Северо-Китайской платформы (439–440, 435–489)
XIII	520 ± 20	Западная Монголия (540–580); Куртушибинский, Западный Саян, (550); Борус, Западный Саян; Марианско-Лазеньский (580)	Куртушибинский, Западный Саян (B); Тукурингра (BC); Борус, Западный Саян (BE); Макбал, Северный Тянь-Шань, II (BE)
XIV	550 ± 10		Уймонский, Горный Алтай (BC, 600);
XV	620 ± 20		Моталафиелла, Шпицберген (620)

П р и м е ч а н и е. В – голубые сланцы; комплексы: BC – глаукофан-зеленосланцевые, BE – глаукофан-эктогитовые, A – амфиболовые, BA – амфибол-глаукофановые; I, II, III – этапы глаукофанового метаморфизма и диафтореза.

ранение в тихоокеанском обрамлении, в обрамлении Южно-Китайской платформы и в других местах, несколько позже – в Альпийско-Гималайском складчатом поясе (см. рис. 1).

Многие авторы предпринимали попытки статистически обосновать регулярность или периодичность глаукофанового метаморфизма на основании известных изотопных датировок глаукофановых сланцев [Фирсов, Добрецов, 1969; Ernst, 1972; Abbate et al., 1985]. Автор наметил максимумы, соответствующие возрасту в 450, 410, 350–330, 230–210, 180, 150, 120–110 и 60 млн лет [Добрецов, 1974, 1981]. В одной из последних работ такого рода У.Г. Эрнст [Ernst, 1972, 1983] получил четкие максимумы для 30 и 110 млн лет и менее четкие максимумы для 210 и 410 млн лет.

Недостатками таких работ являются:

- 1) известные неточности самих изотопных методов, связанные прежде всего с влиянием наложенных процессов;
- 2) крайняя неравномерность изучения глаукофансланцевых поясов, в результате чего многочисленные датировки по наиболее изученным поясам "забивают" более редкие датировки по другим поясам;
- 3) общее недостаточное число датировок, по мере накопления которых появляется необходимость ревизии и уточнений.

В нашем исследовании мы использовали другой подход: рассмотрели не отдельные даты, а повторяемость возраста изученных глаукофансланцевых поясов и комплек-

сов, возраст которых обоснован разным числом изотопных датировок и подкрепляется геологическими данными, а также изотопными датировками ассоциирующих офиолитов. При этом офиолиты оказываются всегда более древними: либо непосредственно предшествуют возрасту глаукофановых сланцев, либо отделены от них интервалом 30–60 млн лет.

Всего рассмотрено около 50 глаукофансланцевых поясов, их отдельных звеньев или самостоятельных комплексов, а также более 50 офиолитовых комплексов, для которых известны изотопные данные. Их систематизация (см. таблицу и рис. 2) основана на обзорных работах [Добрецов, 1974; Добрецов и др., 1977; Рифейско-нижнепалеозойские . . . , 1985; Ernst, 1972; Dobretsov, Sobolev, 1984] и на отдельных оригинальных исследованиях, цитируемых ниже.

В обзорных работах по офиолитам [Хаин, 1979; Рифейско-нижнепалеозойские . . . , 1985; Abbate et al., 1985] также уже рассматривался вопрос о периодичности их формирования. Например, итальянские авторы [Abbate et al., 1985] отмечают, что максимумы образования офиолитов соответствуют раннему палеозою (кембрий–ордовик) и мезозою (юра–ранний мел) и обусловлены циклом эндогенной активности с периодом около 400 млн лет. В то же время из анализа их данных (см. рис. 2) и других обзоров [Хаин, 1979; Рифейско-нижнепалеозойские . . . , 1985] следуют более частные закономерности: в палеозое было по крайней мере два максимума – в венде–раннем кембрии и силуре–девоне; в мезозое для разных структур характерны максимумы в триасе, юре и позднем мелу. Последний максимум характерен, в частности, для Тетиса, что отмечено Э. Аббате и др. [Abbate et al., 1985].

Что касается фаз формирования офиолитовых покровов, сопутствующего меланжа и олистостром, то уже давно [Хаин, 1979; Добрецов, 1981; Bogdanov, 1984] было отмечено, что они совпадают с важнейшими эпохами складчатости на континентах. По мнению Э. Аббате и др. [Abbate et al., 1985], такие наиболее важные фазы приходятся на ордовик, поздний силур, поздний (часто позднейший) мел и с ними совпадает большинство датировок глаукофановых сланцев. Однако анализ таблицы и рис. 2 показывает более частую и правильную периодичность формирования глаукофановых сланцев: в мезозое – через 30 млн лет, в палеозое – через 30 или 50–60 млн лет, причем с периодом формирования глаукофановых сланцев, как правило, совпадает конец формирования одних и начало формирования других офиолитов.

В качестве примера рассмотрим пояса Тихоокеанского складчатого обрамления.

Наиболее молодыми из известных глаукофановых сланцев являются метаморфические породы Новой Каледонии, для которых известны две группы определений возраста – около 60 и около 30 млн лет. Возраст 55–65 млн лет установлен также отдельными определениями для глаукофансланцевых комплексов Юго-Западной Японии, францисканского комплекса Калифорнии, на Кубе, в Гватемале и в Альпах (Abbate et al., 1985; Dobretsov, Sobolev, 1984; Ernst, 1983; Frey et al., 1974).

Более древние фазы глаукофансланцевого метаморфизма хорошо датированы во францисканском комплексе Калифорнии и в других метаморфических комплексах гор Кламат и Сьерра-Невада в штатах Калифорния и Орегон (США) [Brown et al., 1982; Coleman, Lanphere, 1971; Coleman et al., 1986; Day et al., 1985; Ernst, 1983; Lanphere et al., 1978; Suppe, Armstrong, 1972].

Как выяснилось в последнее время, традиционное деление францисканской формации на три пояса, отличающиеся по составу и степени метаморфизма, отражает и их разновозрастность. Восточный пояс (сланцы Саут-Форк Маунтин и др.) сложен преимущественно лавсонит-глаукофансодержащими метаосадками (в том числе жадеит-кварцевыми) и метавулканитами, метаморфизованными около 120 млн лет назад. Они подстилают, часто через зону меланжа, слабометаморфизованные офиолиты Береговых хребтов, которые имеют возраст 153–165 млн лет и перекрываются позднеюрскими глубоководными осадками разреза Большой долины. В центральном поясе, подстилающем метаофиолиты и глаукофановые сланцы восточного пояса, преобладает меланж францисканского типа (точнее, тектонизированная олистострома), цемент которого мета-

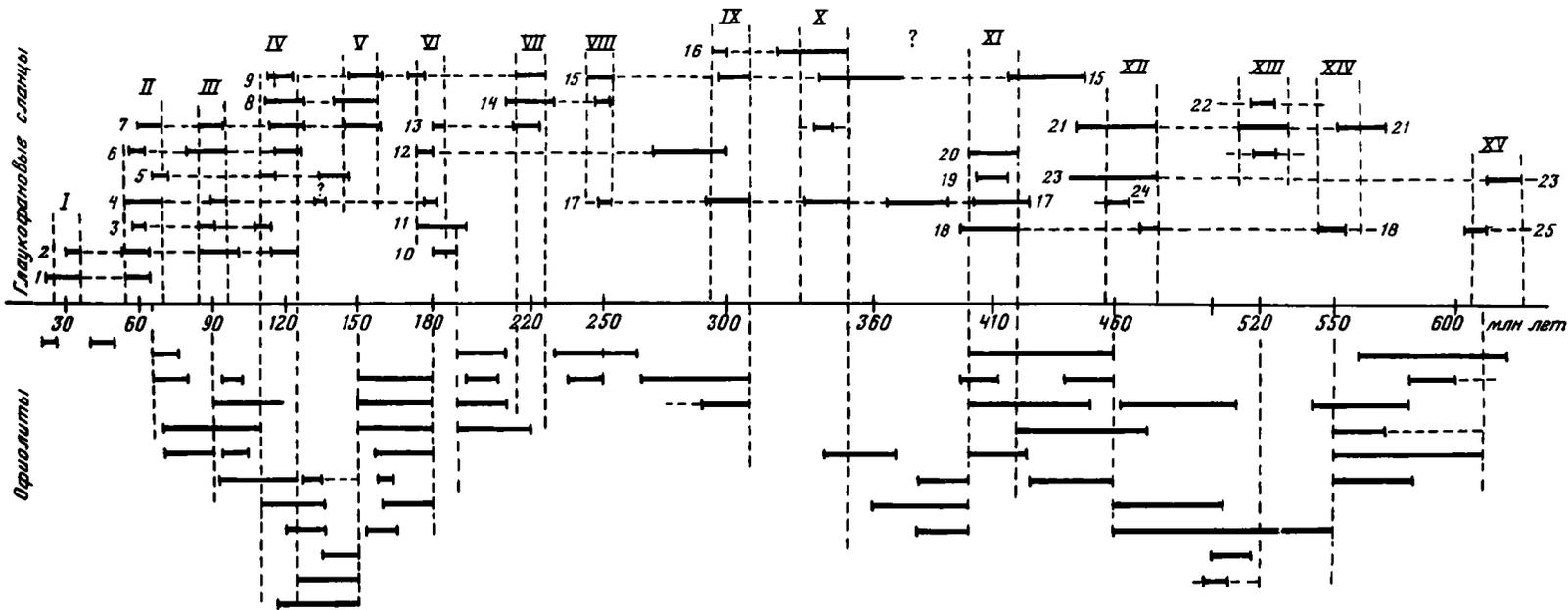


Рис. 2. Возрастные интервалы жадеит-глаукофансланцевого метаморфизма и формирования офиолитовых комплексов

I—XV — этапы жадеит-глаукофанового метаморфизма; пояса и комплексы: 1 — Новая Каледония; 2 — Альпы; 3 — Санбогава и Кюсю, Япония; 4 — Сахалин; 5 — Камзукотан, Хоккайдо; 6 — Гватемала и Куба; 7 — Францискан, Калифорния; 8 — Корьякия, Сулавин, Ява, Новая Зеландия; 9 — штаты Орегон и Вашингтон; 10 — Динариды; 11 — о-ва Рюкю; 12 — Сьерра-Невада; 13 — Тайгонос; 14 — Курепто, Чили; 15 — Сангун, Кюсю, Япония; 16 — Пенжинский, Северо-Западная Камчатка; 17 — Южный Тянь-Шань; 18 — Максютковский и Чарский; 19 — Тамшил; 20 — Северный и Полярный Урал; 21 — Макбал, Северный Тянь-Шань; 22 — Куртушибинский и Борус, Западный Саян; 23 — Шпицберген; 24 — Вермонт; 25 — Уймонский

морфизован в лавсонит-пумпеллиитовой субфации (с переходами до лавсонит-глаукофановой), с возрастом около 90 млн лет. Блоки в этом меланже, а также в меланже восточного пояса часто представлены крупнозернистыми глаукофановыми сланцами и эклогитами с возрастом 145–165 млн лет. Тектонические движения в середине мела (около 110–120 млн лет назад) зафиксированы также появлением олистостромы в основании верхнего мела разреза Большой долины. В западном поясе включений (и вообще вулканитов) мало, преобладают слабометаморфизованные и слабодеформированные метаграувакки и метапесчаники, в том числе позднемеловые, с возрастом метаморфизма 55–70 млн лет [Coleman, Lanphere, 1971; Coleman et al., 1986; Lanphere et al., 1978; и др.].

Такое последовательное омоложение толщ и метаморфизма к западу соответствует предложенной автором модели полистадийной обдукции [Добрецов, 1978].

Одновозрастными с офиолитами Береговых хребтов являются комплексы Джозефина (148–157 млн лет) в штате Орегон (США) и Смартвилл (157–160 млн лет) в горах Сьерра-Невада [Coleman et al., 1986; Day et al., 1985], но они представляют собой типичный разрез островной дуги, не сопровождаются глаукофановыми сланцами и сразу после или во время тектонического ссучивания прорываются двумя генерациями гранитов возрастом 150–154 и 135–147 млн лет. Севернее, в штате Вашингтон, францисканской формации соответствует формация Шуксан, в которой глаукофановые сланцы имеют возраст 107–135 млн лет (К-Аг даты Rb-Sr изохроны), а крупнозернистые глаукофановые сланцы и эклогиты в меланже –  $154 \pm 10$  млн лет [Brown et al., 1982].

Более древние офиолиты и ассоциирующие глаукофановые сланцы образуют в Сьерра-Неваде и Орегоне субпараллельные пояса, удревняющиеся к востоку, в сторону Северо-Американского кратона. Наиболее молодые из них – офиолиты центрального пояса Сьерра-Невады с возрастом 190–210 млн лет, комплекс Рателснейк в горах Кламат с возрастом 193–207 млн лет и древние метаморфизованные габбро около офиолитов комплекса Джозефина с возрастом 210 млн лет. С ними ассоциируют раннеюрские олистостромово-меланжевые комплексы, содержащие олистолиты триасовых–позднепермских кремнистых пород, известняков, вулканитов. Кроме того, с ними ассоциируют, а по возрасту предшествуют им или завершают их глаукофановые сланцы и (или) амфиболиты. Это глаукофановые сланцы в горах Сьерра-Невада с возрастом 174–180 млн лет, которые ассоциируют (местами накладываясь на них) с более древними амфиболитами (265–300 млн лет) и метаперидотитами (370–400 млн лет) пояса Фрейзер-Ривер; метаграувакковые сланцы формации Кондри с возрастом 175–185 млн лет, прорываемые штоком диорита с возрастом 170 млн лет (по циркону), и амфиболовые породы с возрастом 170–177 млн лет (по амфиболу) из формаций Вест-Хайфарк ([Coleman et al., 1986; Day et al., 1985; устные сообщения Р. Коулмана и Э. Мурза]). Кроме амфиболитов, известны также офиолиты с возрастом 265–310 млн лет, например формация Салман-Ривер в горах Кламат. Моложе этих пород триасовые глаукофановые сланцы пояса Форт-Джонс с возрастом 214–236 млн лет, протягивающиеся по северо-западному обрамлению офиолитов Тринити раннепалеозойского возраста (440–480 млн лет) и ассоциирующих олистостром раннедевонского (?) возраста. Аналогичные раннепалеозойские офиолиты (около 450–500 млн лет) и ассоциирующие палеозойские осадки и вулканиты известны в Восточном поясе Сьерра-Невады [Coleman et al., 1986; Day et al., 1985]. История этих комплексов очень сложна, недостаточно изучена и охватывает период от позднего кембрия–ордовика до среднего карбона включительно.

Таким образом, на западе Северо-Американского континента представлен сложный аккреционный комплекс, в котором с запада на восток выделяются пять офиолитовых поясов с возрастом офиолитов от поздней юры на западе до раннего палеозоя на востоке. С ними закономерно ассоциируют более молодые (но близкие по возрасту к завершению формирования соответствующих офиолитов) амфиболиты, глаукофановые сланцы и эклогиты с четкими возрастными интервалами (в млн лет):  $65 \pm 5$ ,  $90 \pm 5$ ,  $120 \pm 5$ ,

150±7, 180±7, 220±10, 260–310. Наиболее протяженные пояса и устойчивые датировки имеют комплексы с возрастом около 90 и около 120 млн лет.

По-видимому, аналогичная картина наблюдается и на другой стороне Тихого океана – в Корякии, на Камчатке и в Японии, хотя геологическое строение и датировки во многих случаях здесь менее однозначны. Например, в Корякии и на Северо-Западной Камчатке близким аналогом офиолитов Тринити и восточного пояса Сьерра-Невады являются офиолиты Пенжинско-Усть-Бельского пояса (430–580 млн лет), с которыми ассоциируют глаукофановые сланцы (в Пенжинском поясе и бассейне Ваеги) с возрастом 330–350, около 300, 220–250 млн лет [Добрецов, 1974, 1978]. Последние установлены также в Прибрежно-Тайгоносском поясе. В этом поясе, в Пекульнейском хребте, в зонах меланжа Корякии присутствуют также глаукофановые сланцы с возрастом около 180 млн и около 150 млн лет (см. рис. 1 и таблицу). В Японии наряду с аналогичными датировками установлены четко выраженные даты 110–116 млн (в поясе Санбагава, Камуикотан) и около 90–95 млн лет (Сусунайский пояс на Сахалине, Камуикотан, Южное Кюсю), а также отдельные даты около 60–70 млн лет. И в Корякии и в Японии наблюдается также удревление поясов в сторону континента, что было впервые подчеркнуто А. Мияширо [Miyashiro, 1961, 1981].

Хотя многие вопросы здесь еще неясны (возраст и происхождение офиолитов, наличие парных поясов в Японии и отсутствие их в других местах, большой разброс датировок для одного пояса, особенно в старых определениях), общее сходство с Северо-Американскими Кордильерами несомненно. Главное отличие – отсутствие или редкость пород, характерных для самых высоких давлений (с жадеитом, типичных эклогитов и т.д.), и правильной параллельности разновозрастных поясов. Особую проблему составляет здесь также трактовка возраста метаморфизма в глаукофансланцевых поясах. Например, в поясе Санбагава автор [Добрецов, 1974] предполагал два этапа метаморфизма: один – триасовый, другой – ранне-среднемеловой; из них только ранний является глаукофансланцевым. По аналогии при значительном разбросе цифр автор только ранние датировки на Сахалине (около 180 млн лет), в Пенжинском поясе (около 340 млн лет) относил к глаукофансланцевому метаморфизму, а остальные, более молодые, объяснял явлениями зеленосланцевого диафтореза или омоложения под влиянием более поздних гранитов (в поясе Санбагава, на Сахалине, в Пенжинском поясе и др.) [Добрецов, 1974]. Несомненно, эти явления имеют место. Однако, учитывая пример Калифорнии и общую последовательность цифр (см. рис. 1), которые уменьшаются в сторону океана, часть или даже большинство возрастных определений можно объяснить полистадийной обдукцией [Добрецов, 1978].

В Альпийско-Средиземноморской области весьма многочисленные изотопные датировки глаукофановых сланцев и эклогитов охватывают широкий интервал – от 125 до 30 млн лет, но изучение эволюции метаморфизма и определенная зональность в распределении дат [Frey et al., 1974; Lanphere et al., 1975; Abbate et al., 1985] позволяют выделить этапы глаукофансланцевого метаморфизма, сопоставимые с таковыми в Калифорнии и Орегоне. Наиболее древними (172–180 и 145–160 млн лет) являются амфиболиты в подошве офиолитовых покровов в Динаридах [Lanphere et al., 1975] и в Греции [Koeperke et al., 1985; Abbate et al., 1985]. Наибольший возраст для эклогитов и глаукофановых сланцев (около 120–130 млн лет) установлен в Восточных Альпах, в частности в тектоническом окне Тауэрн [Frey et al., 1974]. К этим цифрам близок возраст тектонитов покрова Суретта (110–130 млн лет) и К-Аг датировки для амфиболов из офиолитов Платта (112–117 млн лет.). Однако большинство датировок глаукофановых сланцев и в Восточных, и в Западных, и в Центральных Альпах попадает в интервал 75–100 (в среднем около 90) млн лет [Ernst, 1972; Frey et al., 1974; Abbate et al., 1985]. Некоторые голубые амфиболы, белые слюды и стильпноmelаны внешней зоны Пеннинских покровов дают цифры 55–63 млн лет [Frey et al., 1974]. В то же время интенсивные проявления зеленосланцевого метаморфизма нередко перекрывают эти оба интервала и дают непрерывный спектр возрастов – 88–55 млн лет. Наконец, в самой внешней Гельветской зоне К-Аг-датировки некоторых рибекитов и

стильпномеланов показывают 31–36 млн лет, что совпадает с возрастом главной фазы "лепонтинского" метаморфизма дистен-силлиманитового типа и ассоциирующих гранитов в Центральных Альпах (около 35 млн лет).

В Центральном секторе Альпийско-Гималайского пояса выделяются те же этапы метаморфизма, кроме I этапа (30 млн лет), проявленного неотчетливо. Определения возраста около 60–65 млн лет отмечены в Турции. Наиболее интенсивно проявлен III этап (около 90 млн лет) – на Корсике, в Греции, Иране, Омане (см. таблицу, а также [Lapphere, Pamič, 1983; Boudier et al., 1985; Abbate et al., 1985]). Определения возраста около 150 млн лет неизвестны; возраст около 180 млн лет имеют лишь глаукофановые сланцы Севано-Акеринской зоны на Кавказе и некоторые глаукофановые сланцы в Турции.

В восточном секторе Альпийско-Гималайского пояса данные более редкие и менее определенные, но в целом можно говорить, что пока здесь устанавливаются только наиболее древние этапы метаморфизма: пермские – в Бирме (240–269 млн лет), триасовые – в Китае и Тибете и только в Индонезии, на стыке с Тихоокеанской областью, – раннемеловые (111–117 млн лет; см. рис. 1).

Таким образом, в Альпийско-Гималайской области устанавливаются те же этапы глаукофанового метаморфизма, что и в Тихоокеанском обрамлении, только III этап (около 90 млн лет) здесь более ярко выражен (особенно в западном секторе) и наблюдается омоложение поясов не по удалению от древних континентов, а по простиранию структур (сравни: Динариды – Восточные Альпы – Западные Альпы, Бирма – Тибет – Иран и др.).

Все древние глаукофансланцевые пояса (древнее 350 млн лет) и большинство древних офиолитов в настоящее время выявлены в Северной Евразии [Добрецов, 1974; Добрецов, Зоненшайн, 1985; Добрецов и др., 1977; Рифейско-нижнепалеозойские . . . , 1985; Ohta et al., 1983]. Основные закономерности их локализации в пространстве и во времени были обсуждены нами ранее [Добрецов, 1974, 1981; Dobretsov, Sobolev, 1984] и отражены в таблице и на рис. 1.

Отметим, что все глаукофансланцевые пояса в Северной Евразии маркируют границы крупных литосферных плит и, по-видимому, время столкновения с другими плитами или время аккреции микроконтинентов, островодужных блоков. Так, протяженные глаукофансланцевые пояса на Урале (см. рис. 1) маркируют границу Европейской плиты, фундамент которой прослеживается до линии Главного Уральского надвига, с офиолитами и глаукофановыми сланцами. Возраст последних преимущественно 400–420 и около 450 млн лет, но есть и более древние (около 1100 млн лет) [Добрецов, 1974, 1984; Ленных, 1977]. Линия к югу от Сибирской плиты маркирует ее границу, причем время главных этапов аккреции здесь более или равно 520 млн лет (средний кембрий), что совпадает с возрастом наиболее распространенных олистостром и постофиолитовых гранитов [Добрецов, Зоненшайн, 1985]. Линеаменты с глаукофановыми сланцами вокруг Казахстанской и Северо-Китайской плит фиксируют их сутурные границы, причем датировка этапов жадеит-глаукофанового метаморфизма здесь та же, что и на Урале (см. рис. 1). Отдельные выходы глаукофановых сланцев пермского и раннетриасового возраста вокруг Южно-Китайской платформы, Буреинского массива, в Японии свидетельствуют о том, что сочленение Азиатского материка завершилось в триасе. Это подтверждается и палеомагнитными данными.

Кроме этапов, соответствующих 620–250 млн лет (см. таблицу и рис. 2), в Северной Евразии (на Урале и Южном Тянь-Шане) выделяется еще один этап – 1050–1100 млн лет (грэнвильский). Его фиксируют древнейшие глаукофановые сланцы на Земле, если не считать эклогитов с голубым амфиболом в Марун-Кеу (Полярный Урал) и в Норвегии, для которых известны еще более древние датировки (1560–1700 млн лет), но, к сожалению, по старым определениям [Добрецов, 1974]. Между этапами, датируемыми 1050–1100 млн и 620 млн лет, интервал составляет около 450 млн лет, что соответствует предполагаемому крупнейшему эндогенному циклу [Добрецов, 1981; Abbate et al., 1985]. Следующий такой цикл можно предполагать в интервале 620–250 млн лет,

но из анализа рис. 1 и 2, а также из таблицы следует, что он четко разбивается на два: 1) 620–410 млн лет, проявленный только во внутриконтинентальных поясах Азии (см. рис. 1), а также локально в каледонидах Шпицбергена, Аппалачей, Армориканской зоны (см. таблицу); 2) 370–250 млн лет, проявленный в южной и восточной периферийных частях Азии и в Тихоокеанском обрамлении. Это деление соответствует традиционному выделению каледонского (салаиро-каледонского) и герцинского циклов тектогенеза.

В каледонидах между этапами, датируемыми 410 и 620 млн лет, выделяются (правда, не очень отчетливо) этапы, датируемые 555, 520 и 460 млн лет (см. таблицу и рис. 2). Понятно, что здесь сказывается и недостаточность данных, и меньшая абсолютная точность изотопных определений. Никаких отличий этих древнейших этапов от более молодых по особенностям самого жадеит-глаукофанового метаморфизма, в частности по минералогии, не наблюдается, что не подтверждает более ранние заключения [Roe-ver, 1956; Migashiro, 1961; Ernst, 1972] о специфике домезозойского метаморфизма. Например, в древнейшем максютовском комплексе известен и лавсонит, и жадеит с кварцем и давно предполагался козсит [Добрецов, 1974, 1984; Ленных, 1977]. В до-силурийской формации Моталафиела на Шпицбергене с возрастом 440–475 и около 620 млн лет [Ohta et al., 1983] широко распространен и глаукофан и лавсонит. Относительная редкость этих минералов в других палеозойских поясах объясняется, как неоднократно подчеркивал автор [Добрецов, 1974, 1981], либо более интенсивным проявлением диафтореза, либо локальными особенностями поясов, что отмечалось выше и для мезозойских структур.

В герцинидах этапы глаукофанового метаморфизма наблюдаются в среднем через 30 млн лет, как и в мезозоидах (за исключением интервала 250–305 млн лет). Но, как видно из таблицы и рис. 2, примеров и офиолитов, и глаукофансланцевых поясов с возрастом между 340 и 220 млн лет (т.е. в среднем–позднем карбоне и перми) очень мало. Возможно, это является спецификой герцинского цикла тектогенеза, что отмечалось нами ранее [Добрецов, Зоненшайн, 1985]. Другая проблема – связаны ли увеличение длительности интервалов до 60 млн лет в каледонидах и еще ббльшая редкость глаукофановых сланцев в рифее с общим замедлением темпа тектонических движений, или они отражают лишь меньшую сохранность следов древних событий? Пока неясно.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Ответить на все поставленные выше и другие возможные вопросы, конечно, нельзя. Мы постараемся обсудить здесь главную проблему – причину правильной периодичности (через 30 млн лет) жадеит-глаукофанового метаморфизма, иллюстрируемой таблицей и рис. 2, и сопряженность этой периодичности с другими тектоническими явлениями.

Образование глаукофановых сланцев в зонах субдукции, а офиолитов в зонах растяжения согласно тектонике литосферных плит, казалось бы, должно происходить непрерывно. Но, как мы отметили в начале статьи, возраст глаукофановых сланцев фиксирует время их выдвигения к поверхности (т.е. последнюю стадию метаморфизма перед выдвигением и (или) стадию остывания – особенно в случае К–Аг-датировок). Прекращение формирования офиолитов также отражает их обдукцию, чаще всего в результате тектонической аккреции – столкновения островной дуги с микроконтинентом или континентом или микроконтинента с континентом. Многочисленные факты свидетельствуют (см. таблицу и рис. 2) о том, что формирование офиолитов прекращается перед началом глаукофанового метаморфизма (в более древних поясах время этих событий из-за меньшей точности изотопных датировок примерно совпадает). К этому же времени близок возраст меланжево-олистостромовых комплексов, фиксирующих ранние стадии покровов. Таким образом, все эти процессы укладываются в единую схему обдукции, которая происходит с правильной периодичностью в глобальном масштабе, а в конкретных регионах (например, в Калифорнии, Коря-

кии и т.д.) — в виде ритмичной полистадийной (трех-четырёхкратной) обдукции [Добрецов, 1978, 1981].

Многие авторы уже отмечали [Хаин, 1979; Зоненшайн, Савостин, 1979; Abbate et al., 1985], что периоды образования офиолитовых покровов (фазы обдукции) совпадают в основном с эпохами складчатости или с фазами тектогенеза, выделенными ранее на континентах. Используемые в данной статье определения возраста глаукофановых сланцев и офиолитов лишь уточняют, что эти фазы наступают с правильной периодичностью.

Для объяснения этих фаз сжатия, покровообразования и жадеит-глаукофанового метаморфизма следует обратить внимание на то, что спрединг в океанах, как установлено в последнее время, происходит неравномерно, причем эпохи ускорения спрединга во многом совпадают с установленными фазами сжатия и этапами жадеит-глаукофанового метаморфизма. Заметные изменения скорости движения плит отмечены около 30–40 и 60–70 млн лет назад, а также в конце мела, чему соответствует фаза глаукофанового метаморфизма, датируемая 90 млн лет и проявленная глобально и в Тихоокеанском обрамлении, и в Альпийско-Гималайском поясе. С этой фазой совпадает также этап перестройки движения литосферных плит в Атлантическом океане, в частности изменения направления движения Африканской плиты [Zonenshain et al., 1985].

С фазами, датируемыми 90 и 130 млн лет, совпадает резкое ускорение движения плит Кула и Тихоокеанской, а также перестройка движения плит в Тихом океане. По данным Л.П. Зоненшайна и др. [Zonenshain et al., 1985], заметное изменение скорости движения большинства плит произошло около 130, 170 и 270 млн лет назад. Высокие скорости движения (6–9 см/год) Сибирской и Африканской плит, по тем же данным, характерны для периода 300+15 млн лет. Около 340 млн лет назад произошло изменение скорости движения Африканской и особенно Австралийской плит. До 410 млн лет сохранилась высокая скорость движения Австралийской и Северо-Африканской плит, около 410 млн лет назад предполагается также резкое возрастание скорости движения Сибирской плиты. Около 470 млн лет назад произошло самое давнее заметное изменение скорости движения плит.

Таким образом, девять из двенадцати (30–40, 60, 90, 120–130, 170–180, 300, 340, 410, 470 млн лет назад) установленных фаз жадеит-глаукофанового метаморфизма и покровообразования проявились в изменении скорости и (или) направления движения литосферных плит. Не находят такого отражения, по данным Л.П. Зоненшайна и др. [Zonenshain et al., 1985], фазы, датируемые 150, 220, 250 млн лет; наоборот, в движениях плит проявлена фаза, датируемая 270–280 млн лет, не нашедшая пока отражения в фазах метаморфизма и покровообразования. История океанов 500 млн лет назад и древнее пока никем не исследована. Конечно, пропуски и неточные совпадения цифр естественны, поскольку реконструкция скоростей движения плит, особенно в палеозое, очень приблизительна.

Тем не менее вполне можно принять за рабочую гипотезу, что увеличение скорости или изменение направления движения плит вызывает ускорение аккреционных процессов на окраинах соответствующих континентальных плит и проявление здесь покровообразования и жадеит-глаукофанового метаморфизма.

Сама правильная периодичность такого процесса требует дополнительного объяснения. В настоящее время периодичность эндогенных процессов обычно связывают с перестройкой конвективных течений в мантии. Автор уже обращал внимание [Добрецов, 1981] на то, что разномасштабные процессы имеют и разную периодичность. Периодам длительностью около 400–450 млн лет, о которых упоминалось выше, соответствует перестройка движений в нижней мантии ( $\pm$ ядро). Периодам в 200–220 млн лет — средней длительности тектонических циклов развития складчатых областей — соответствует перестройка астеносферы Земли. Интервалам в 30 или 60 млн лет соответствует периодичность конвективных течений (или их перестройка) в астеносферном слое. Такая модель "двухэтажной" (или "многоэтажной") конвекции в Земле становится все более популярной, но она требует соответствующего физического обоснования и экспериментальной проверки.

- Добреев Н.Л.* Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск: Наука, 1974. 430 с.
- Добреев Н.Л.* Модель глаукофансланцевого метаморфизма и ее отношение к проблемам францисканской толщи Калифорнии // Геология и геофизика. 1978. № 11. С. 7–13.
- Добреев Н.Л.* Глобальные петрологические процессы. М.: Наука, 1981. 230 с.
- Добреев Н.Л.* Жадент и проблемы офиолитов // Геология и геофизика. 1984. № 12. С. 80–88.
- Добреев Н.Л., Зоненшайн Л.П.* Сопоставление рифейско-палеозойских офиолитов Северной Евразии // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1985. С. 181–191.
- Добреев Н.Л., Курода Йо.* Геологические закономерности глаукофанового метаморфизма в северо-западной части Тихоокеанского складчатого обрамления // Геология и геофизика. 1969. № 12. С. 19–41.
- Добреев Н.Л., Молдавцев Ю.Е., Казак А.П.* и др. Петрология и метаморфизм древних офиолитов. Новосибирск: Наука, 1977. 218 с.
- Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А.* Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 311 с.
- Ленных В.И.* Эклогит-глаукофансланцевая формация Южного Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1977. 201 с.
- Ленных В.И., Пучков В.Н., Вализер П.М.* Пространственное положение и относительный возраст глаукофановых сланцев в северо-западном контакте Войкар-Сыньинского массива // Докл. АН СССР. 1976. Т. 228, № 5. С. 1167–1170.
- Маракушев А.А.* Петрология метаморфических горных пород. М.: Изд-во МГУ, 1973. 354 с.
- Перчук Л.Л., Аранович Л.Л.* Режим метаморфизма "погребения" // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 11. С. 57–70.
- Пушаровский Ю.М.* Основные направления тектонических исследований в СССР на 1986–1990 гг. // Геотектоника. 1984. № 4. С. 3–5.
- Рифейские-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии.* Новосибирск: Наука, 1985. 200 с.
- Соболев В.С.* Введение в минералогию силикатов. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1949. 331 с.
- Фирсов Л.В., Добреев Н.Л.* Возраст глаукофанового метаморфизма Тихоокеанского обрамления // Докл. АН СССР. 1969. Т. 184, № 4. С. 883–886.
- Хаин В.Е.* Об основных этапах офиолитообразования в истории Земли // Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 147–158.
- Abbate E., Bortolotti V., Passerini P., Principi G.* The rhythm of Phanerozoic ophiolites // *Ofioliti*. 1985. Vol. 10. P. 109–139.
- Bogdanov N.A.* Tectonic shift of ophiolites and accretionary prisms // *Geol. en mijnbouw*. 1984. Vol. 63. P. 197–200.
- Boudier F., Bouchez J.L., Nicolas A.* et al. Kinematics of oceanic thrusting in the Oman ophiolite: model of plate convergence // *Earth and Planet. Sci. Lett*. 1985. Vol. 75. P. 215–222.
- Brown E.H., Wilson D.L., Armstrong R.L., Harakal J.E.* Petrologic, structural and age relations of serpentinite, amphibolite and blueschist in the Shukson Suite of the Iron Mountain-Gee Point area, North Cascades, Washington // *Bull. Geol. Soc. Amer*. 1982. Vol. 93. P. 1087–1098.
- Chopin Ch., Smith D.C., Peucat J.J.* Schistes bleus et eclogites // *Geochronique*. 1983. N 4. P. 11.
- Coleman R.G., Lanphere M.A.* Distribution and age of high-grade blueschists, associated eclogites and amphibolites from Oregon and California // *Bull. Geol. Soc. Amer*. 1971. Vol. 82. P. 2397–2412.
- Coleman R.G., Mortimer N., Donato M.M.* et al. Tectonic and regional metamorphic frame work of the Klamath Mountains and adjacent Coast Ranges, California and Oregon // *Ibid*. 1986. Vol. 97.
- Day H.W., Moores E.M., Tuminas A.C.* Structure and tectonics of the northern Sierra Nevada // *Bull. Geol. Soc. Amer*. 1985. Vol. 96. P. 436–450.
- Dewey J.F., Bird J.M.* Mountain belts and the new global tectonics // *J. Geophys. Res*. 1970. Vol. 75. P. 2625–2647.
- Dobretsov N.L., Sobolev N.V.* Glaucophane schists and eclogites in the folded systems of Northern Asia // *Ofioliti*. 1984. Vol. 9. P. 401–424.
- Ernst W.G.* Metamorphic zonation on presumably subducted lithospheric plates from Japan, California and the Alps // *Contrib. Mineral. Petrol*. 1971. Vol. 34. P. 43–59.
- Ernst W.G.* Occurrence and mineralogical evolution of blueschist belts with time // *Amer. J. Sci*. 1972. Vol. 272. P. 657–668.
- Ernst W.G.* Phanerozoic continental accretion and the metamorphic evolution of Northern and Central California // *Tectonophysics*. 1983. Vol. 100. P. 287–320.
- Frey M., Hunziker J.C., Frank W.* et al. Alpine metamorphism of the Alps: a review // *Schweiz. miner. und petrogr. Mitt*. 1974. Bd. 54. S. 247–290.
- Hotz P.E., Lanphere M.A., Swanson D.A.* Triassic blueschists from northern California and north-central Oregon // *Geology*. 1977. Vol. 5. P. 659–663.
- Koepke J., Kreuzer H., Sedel E.* Ophiolites in the southern Aegean arc (Crete, Karpathos, Rhodes) – linking the ophiolite belts of the Hellenides and the Taurides // *Ofioliti*. 1985. Vol. 10. P. 343–354.
- Lanphere M., Pamir J.*  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages and tectonic setting of ophiolite from the Neyriz area, SE Zagros range, Iran // *Tectonophysics*. 1983. Vol. 96. P. 245–296.

- Lanphere M.A., Black M.C., Irwin W.P.* Early Cretaceous metamorphic age of the South Fork Mountain Schist in the northern Coast Ranges of California // Amer. J. Sci. 1978. Vol. 278. P. 798–815.
- Lanphere M.A., Coleman R.G., Karomata S., Pamic J.* Age of amphibolites associated with alpine peridotites in the Dinaride ophiolitezone, Yugoslavia // Earth and Planet. Sci. Lett. 1975. Vol. 26. P. 271–276.
- Metamorphic map of Europe (1:2 500 000): Explanatory text. Leiden, 1978. 244 p.
- Miyashiro A.* Evolution of metamorphic belts // J. Petrol. 1961. Vol. 2. P. 277–311.
- Miyashiro A.* Tectonic and petrologic aspects of Asia // Geol. Soc. China Mem. 1981. N 4. P. 1–31.
- Ohta Y., Hiroi Y., Hirajima T.* Additional evidence of pre-Silurian high-pressure metamorphic rocks in Spitsbergen // Polar Res. 1983. Spec. I. 215–218.
- Roever W.P. de.* Some differences between post-Paleozoic and older regional metamorphism // Geol. en mijnbouw. 1956. Vol. 18. P. 123.
- Suppe J., Armstrong R.L.* Potassium-argon dating of Franciscan metamorphic Rocks // Amer. J. Sci. 1972. Vol. 272. P. 217–233.
- Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Kononov M.V.* Absolute reconstructions of the Paleozoic oceans // Earth and Planet. Sci. Lett. 1985. Vol. 74, N 1. P. 103–116.

УДК 551.24 + 550.36

В.С. ПОНОМАРЕВ, В.Г. ТРИФОНОВ

### ФАКТОРЫ ТЕКТОГЕНЕЗА

С физической точки зрения тектонические процессы сводятся к взаимным преобразованиям различных форм энергии, причем решающая роль отводится физическим и химическим преобразованиям, происходящим на разных уровнях в недрах Земли. Силы, возникающие при таких преобразованиях, создают напряжения в массивах горных пород, приводящие к их деформации и разрушению.

В истории геологической науки было множество попыток понять природу диастрофизма, сводя появление тектонических сил к какой-либо одной причине или, по меньшей мере, к "первопричине" всех последующих преобразований энергии. Среди таких попыток — гипотезы контракции, расширения Земли, разогрева ее недр за счет радиоактивного распада, дегидратации Земли и т.д. В предлагаемой статье обращено внимание не на анализ и конкретную природу подобных "первопричин", а на взаимоотношения факторов, т.е. на процессы тектогенеза в системе Земли. В их основе лежат общие и достаточно хорошо изученные закономерности, которым подчиняются любые физико-химические процессы и которые рассматриваются в рамках статистической физики и термодинамики.

### НЕКОТОРЫЕ ФИЗИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ТЕКТОГЕНЕЗА

#### Взаимосвязь элементарных процессов

В статистической физике и термодинамике любые физические тела независимо от их размеров, вещественного состава и агрегатного состояния рассматриваются как системы, состояние которых определяется набором термодинамических параметров, или параметров состояния (температура, давление, плотность, химический потенциал, энергосодержание и т.д.). Различают внешние и внутренние параметры состояния, хотя разделение их в известной мере условно [Ансельм, 1973]. Обозначим первые  $x_i$  и вторые  $q_i$ . Индекс  $i = 1, 2, 3, \dots, n$  указывает природу параметра.

Значения внутренних параметров зависят от значений внешних параметров. Всю совокупность элементарных процессов, мыслимых в системе при изменении ее внешних параметров, можно представить в виде матрицы  $\|x_i q_i\|$  или, в развернутом виде, как следующую таблицу, каждый элемент которой выражает сочетание индексов различных внешних и внутренних параметров и символизирует соответствующий элементарный процесс.

11	12	13	...	1n
21	22	23	...	2n
31	32	33	...	3n
...	...	...	...	...
n1	n2	n3	...	nn

В качестве примера рассмотрим простейший случай, когда система представляет собой идеальный газ. Пусть при этом  $i = 1$  соответствует давлению,  $i = 2$  – температуре,  $i = 3$  – объему и т.д. Допустим, что произошло изменение давления, действующего на систему извне,  $x_1$ . Тогда в системе возникнет ряд изменений, выраженных следующими процессами:  $x_1 q_1$  – протекающим во времени перераспределением давления в разных частях системы;  $x_1 q_2$  – изменением температуры, поскольку последняя связана с изменением давления законом Шарля;  $x_1 q_3$  – изменением объема, поскольку, согласно закону Бойля–Мариотта, произведение численных значений давления и объема газа постоянно и т.д. Изменение внутренних параметров, в свою очередь, вызывает вторичные процессы, которым соответствуют другие строки таблицы, – так, как если бы изменялось значение внешнего параметра (в силу того, например, что температура и объем газа связаны соотношением закона Гей-Люссака). Вследствие такой взаимосвязи и взаимобусловленности внешних и внутренних параметров системы изменение хотя бы одного из них влечет за собой сложную совокупность сцепленных процессов, отраженных набором всех элементов приведенной таблицы.

В геологических системах количественные связи между изменениями параметров установить гораздо труднее, но общий принцип – взаимосвязь изменений, протекающих в системе, – остается в силе. Изменение хотя бы одного внешнего параметра влечет за собой возбуждение всех процессов данной системы. Рассматривая изменения параметров, определяющие тектонические преобразования горных пород, мы вслед за П.Н. Николаевым [1978] будем называть системы, в которых эти преобразования происходят, тектодинамическими.

### Структурные напряжения

Наряду с другими взаимными преобразованиями различных форм энергии, возбужденными изменением внешних условий, часть энергии системы расходуется на упругие деформации структурных связей. Вследствие этого в последних возникают структурные напряжения, природа которых в общих чертах заключается в следующем.

Каждому термодинамическому состоянию системы соответствует ее определенная структура, т.е. определенные расстояния между слагающими ее частицами или фрагментами и образуемая ими определенная пространственная конфигурация. В случае изменения термодинамического состояния система самопроизвольно стремится к перестройке структуры.

В системах с нефиксированной структурой (газы, жидкости) перестройка происходит непосредственно вслед за изменениями термодинамических условий. Состояние таких систем остается близким к равновесию и в ходе перестройки. В системах с фиксированной структурой, содержащих достаточно прочные и дальнотействующие связи (твердые тела), изменение структуры может существенно отставать от изменения внешних условий, вследствие чего состояние таких систем длительное время остается неравновесным. Несоответствие между состоянием системы и ее структурой выражается в том, что в ее структурных связях появляются напряжения [Яворский, Деллаф, 1963].

Механизм появления структурных напряжений, рассматриваемый на макроскопическом уровне, состоит в неоднородном деформировании различных структурных составляющих среды. Так, к появлению структурных напряжений в горной породе ведут несоразмерные изменения минеральных зерен (или более крупных частей), различающихся упругими свойствами и поэтому неодинаково реагирующих на изме-

нение внешнего давления или температуры. Напряжения могут возникать также в результате фазовых или полиморфных изменений части вещества в условиях стесненного пространства. В общем к появлению структурных напряжений могут вести любые процессы, сопровождающиеся изменением объема или угловых и линейных размеров структурных составляющих среды, т.е. теоретически любые процессы, входящие в матрицу  $\|x_i q_i\|$ , хотя, разумеется, вклад таких процессов в удельные метрические изменения составляющих среды и тем самым в возбуждение структурных напряжений может быть существенно различным.

В технике и горном деле структурные напряжения чаще всего называют остаточными. Они имеют и ряд других названий. Во всех случаях под ними понимают систему напряжений, находящихся в равновесии в заданном объеме среды при отсутствии нагрузок на ее граничных поверхностях. При более детальном рассмотрении поле структурных напряжений представляет собой ансамбль единичных (элементарных) систем напряжений, в каждой из которых напряжения одного знака уравниваются напряжениями противоположного знака, причем уравнивание локализовано в пространственной области, соизмеримой с масштабом соответствующей структурной связи.

В зависимости от масштаба структурных связей, на которых уравниваются (замыкаются) элементарные поля структурных напряжений, в технике различают напряжения I, II и III рода. Напряжения III рода уравниваются на уровне дефектов кристаллических решеток, II рода — на уровне связей между кристаллами, I рода — на уровне связей одного порядка с размерами деталей машин и конструкций. Если в технике основное внимание уделяют напряжениям I рода, то под остаточными напряжениями в горных породах подразумевают главным образом микроструктурные напряжения. Вместе с тем существует представление об иерархии полей тектонических напряжений, соответствующей иерархии геологических структур [Николаев, 1978], но остается неясным, в какой мере тектонические напряжения можно считать структурными. Анализируя действие тектонических сил, обычно исходят из того, что эти силы не возникают непосредственно в заданном объеме среды, а приложены к нему извне. Однако представление о внешних силах относительно. Так, рассматривая поведение образца, сжимаемого под прессом, оставляют вне поля зрения то, что сжатие образца уравнивается в станине пресса, а в целом растягивающие и сжимающие усилия образуют замкнутую уравновешенную систему. С этой точки зрения, любые напряжения, возбуждаемые процессами, протекающими в теле Земли, самоуравниваются в ее пределах и тем самым являются структурными уже по определению. Вопрос заключается лишь в том, на связях какого масштабного ранга они самоуравниваются, каково соотношение масштаба рассмотрения геологических структур и размеров элементарных полей структурных напряжений.

Пусть  $Q$  — база измерения (масштаб рассмотрения) и  $L_i$  — пространственная область, в которой замыкается единичная система структурных напряжений масштабного ранга  $i$ . При  $Q \geq L_i$  совокупность множества элементарных полей структурных напряжений предстает перед наблюдателем как своего рода фоновая напряженность и он воспринимает "коллективные" эффекты воздействия структурных напряжений как особенные свойства самой среды, например как понижение ее прочности или как повышенную способность к хрупкому разрушению. При  $Q \leq L_i$  наблюдатель видит настольно малый фрагмент целого, что вопрос о системе в целом для него лишен практического значения. В измеряемых напряжениях он видит результат действия внешней силы и именно с ней связывает обычно "тектоническую" составляющую естественного поля напряжений, тогда как на самом деле это структурные напряжения, возбуждаемые на связях регионального или глобального уровня. При  $Q \approx L_i$ , выполняя "точечные" измерения напряжений в разных частях единичной системы, наблюдатель столкнется с явлением сильного разброса измеренных значений не только по модулю, но и по ориентировке в пространстве, что часто имеет место в практике измерений напряжений в массивах пород в окрестностях горных выработок [Напряженное..., 1978]. В этом случае наблюдатель, по существу, имеет дело не с "тектоническими", а с местными

напряжениями системы, замыкающейся в том объеме пород, в каком ведутся измерения. Более подробно вопрос о соотношении местных и "тектонических" напряжений рассмотрен в работе [Пономарев, Ромашов, 1986]. Сказанное выше легко обобщить на тот случай, когда значение  $L$  принимается фиксированным, а  $Q_i$  — переменным.

Из приведенных соображений следует, что в целом напряженное состояние неравновесной геологической среды, помимо напряжений, обусловленных весом пород, характеризуется множеством составляющих, ранговая классификация которых соответствует разным уровням структурной организации геологической среды. В первом приближении естественное поле напряжений можно представить как наложение трех составляющих: фоновых напряжений без определенной ориентировки; местных напряжений, создающих картину резкой дифференцированности поля напряжений; собственно тектонических напряжений, системы которых замыкаются на региональном или глобальном уровне. Соответственно можно говорить о тектодинамических системах разного ранга. С одной стороны, как показано ниже, вызванные внешними для таких систем напряжениями изменения их внутренних параметров порождают локальные напряжения, с которыми могут быть связаны свои системы тектонических процессов. С другой стороны, множество таких локальных систем, если они вызывают однонаправленные изменения геологической среды, могут более или менее существенно повлиять на систему напряжений низшего ранга.

### Формы структурной релаксации

Согласно основному постулату статистической физики система, поставленная во внешние фиксированные условия ( $x_i = \text{const}$ ), с течением времени самопроизвольно стремится перейти к такому состоянию, когда макроскопические изменения в системе прекращаются. Тогда в ней устанавливается механическое равновесие (ему соответствует гидростатическое напряженное состояние) и затухают все движения макроскопических частей друг относительно друга, исчезают разности температур, прекращаются процессы диффузии и теплопроводности, химические реакции, фазовые переходы и т.п., т.е. внутренние параметры системы принимают постоянные значения, которые в дальнейшем от времени не зависят. Такое состояние получило название термодинамического (статистического) равновесия. Процесс перехода к равновесию называют релаксацией системы, а период времени, характеризующий скорость перехода к равновесию, — временем релаксации.

В механике рассматривают две формы релаксации — релаксацию напряжений и релаксацию деформаций (ползучесть). С физической точки зрения обе они выражают один и тот же процесс постепенного перехода упругих деформаций в остаточные. На молекулярном уровне этот процесс состоит в перегруппировке молекул и их комплексов в результате теплового движения к такому взаимному расположению, при котором энергия системы принимает минимальное значение [Гуревич, 1974]. Макроскопическое выражение такой перестройки может состоять не только в переходе упругих деформаций в остаточные, но и в ряде других явлений, таких, как фазовые, полиморфные и минеральные изменения, перекристаллизация вещества. Иначе говоря, равновесие системы может достигаться не только за счет механического движения вещества, но и путем его перехода в другие формы движения, обуславливающие вещественные преобразования.

Существует точка зрения, что многие геологические процессы, способные по своей природе возбуждать структурные напряжения, протекают слишком медленно, так что структурные напряжения релаксируют по мере их появления и не достигают существенных величин. Удалось показать, однако [Пономарев, 1981; Пономарев, Ромашов, 1986], что благодаря зонному характеру релаксации время ее протекания увеличивается с ростом размеров систем и поэтому весьма медленные процессы могут возбуждать напряжения, достигающие прочности среды.

Тектонические процессы обусловлены физическими и химическими преобразованиями во всем теле Земли. Однако реальные геологические структуры обнаруживают связи лишь с внешними ее оболочками — литосферой и (гораздо реже) астеносферой. Широко распространено мнение, подкрепленное рядом косвенных данных, что литосфера отличается от подстилающей ее астеносферы повышенной эффективной вязкостью, определяющей блоковую делимость литосферы, т.е. возможность возникновения в ней разрывов под действием структурных напряжений. Придавая этой особенности литосферы большое значение, Н.П. Херасков [1967, с. 228] характеризовал ее следующим образом: "При любой деформации твердого и вязкого тела возникает разделение его на зоны, в которых сосредотачиваются преимущественно деформации, и разделяющие эти зоны слабо деформирующиеся блоки, причем в таких зонах и блоках могут быть выделены зоны и блоки низшего порядка".

Сейчас доказано, что литосферные массы способны латерально перемещаться друг относительно друга на значительные расстояния со скоростями до нескольких сантиметров в год. Общие особенности этих перемещений и представления о блоковой делимости литосферы послужили основой для создания концепции тектоники литосферных плит, предполагающей движение жестких недеформируемых плит и пластин, охватывающих всю мощность литосферы, от областей их раздвигания и новообразования литосферы (океанических рифтовых систем) к областям субдукции или континентальной коллизии, где одна из сближающихся плит пододвигается под другую и погружается в мантию.

Исследования последних лет показали, однако, что представление о жестких плитах, распространяющихся на всю глубину литосферы, неверно. Так, голоценовые тектонические нарушения Азии, будучи проявлением геологически разновозрастных движений литосферных масс, не ограничиваются узкими зонами границ плит, а охватывают подвижные пояса шириной в сотни километров. Например, Памиро-Гималайская область голоценовых разрывов и деформаций соизмерима с относительно слабо деформированной частью Индостанского субконтинента, а восточнее Азиатский подвижный мегапояс становится еще шире. Кинематику многочисленных разнонаправленных активных разломов, сочетающихся со складчатыми молодыми дислокациями чехла и фундамента, правильнее рассматривать не как результат взаимодействия жестких плит и микроплит, а как проявление деформации верхнекоровых масс.

Среди активных разломов Азии преобладают сдвиги [Трифонов, 1983]. Преимущественно сдвиговыми смещениями характеризуются многие молодые разломы, простирающиеся вдоль хребтов и соседних впадин, где несомненна (и была известна ранее) вертикальная компонента движений. Такие продольные к складчатым структурам и другим тектоническим зонам сдвиги являются ведущим типом активных разломов не только Внутренней Азии, но и периферии Тихого океана [Кожурин, Трифонов, 1982]. Выявленные скорости позднечетвертичных сдвиговых перемещений по отдельным разломам измеряются миллиметрами, а местами достигают более сантиметра в год. Сдвиги, таким образом, играют в подвижных поясах гораздо большую, чем им отводилась прежде, структурообразующую роль, что, возможно, связано с энергетической экономностью сдвиговых перемещений, при которых не преодолевается сила тяжести.

По сравнению с областями распространения сдвигов площади, занятые в Азии иными активными нарушениями — преимущественно складчато-надвиговыми (типа Внешней зоны Памира и Гималаев) или сбросо-раздвиговыми (типа Байкала и грабена Шаньси), невелики. Это, возможно, указывает на ограниченную самостоятельную структурообразующую роль сближения и раздвигания верхнекоровых масс. Деформируемые многочисленными сдвигами, они не могут передавать на значительные расстояния структурообразующие усилия, и сами сдвиги представляются не результатом таких взаимодействий, а скорее отражением перемещений более глубоких литосферных масс.

Разнообразные геологические факты показывают, что литосфера тектонически расчленена. Материал отдельных ее частей "в латеральном направлении перемещается дифференцированно, т.е. с разной скоростью. И если считать, что главной зоной тектонического течения и перемещения материала является астеносферный слой верхней мантии, то с не меньшим основанием можно признать также большую роль дифференцированных латеральных перемещений масс как по основанию коры, так и внутри нее" [Пейве, 1977, с. 7].

В древних подвижных поясах тектоническая расчлененность проявляется ярче всего в образовании сорванных покровов, охватывающих различные по мощности комплексы пород — от отдельных слоев до всей толщи коры с самыми верхами мантии [Тектоническая..., 1980; Пейве и др., 1983]. Современная тектоническая расчлененность проявляется в структурно-динамической дисгармонии между отдельными слоями земной коры. Она устанавливается изучением морфологии и эволюции новейших структур орогенических поясов, комплексной интерпретацией аэрокосмических, геолого-геоморфологических и геофизических данных, дополняемых сведениями о субгоризонтальных зонах скопления гипоцентров землетрясений и коровых волноводов [Тектоническая..., 1982; Макаров и др., 1974; Кожурин, Трифонов, 1982; Трифонов и др., 1984]. С привлечением указанных данных признаки современного тектонического расчленения земной коры обнаружены во многих внутриконтинентальных и приокеанических подвижных поясах. Найдены они и в некоторых океанических рифтовых системах [Пушаровский и др., 1985].

За пределами подвижных поясов также есть признаки тектонического расчленения континентальной коры. Исследовавшие их В.Н. Николаевский [1982] и В.И. Шаров [1984] пришли к выводу, что достаточно мощная земная кора, подвергшаяся воздействию внешних напряжений, реагирует на них дифференцированно в зависимости от литостатического давления, т.е. от глубины. Если в верхнекоровом слое развиваются сколово-образные нарушения, а непосредственно возле поверхности вследствие интенсивной разгрузки структурных напряжений высших рангов преобладают трещины отрыва, то более глубокие горизонты испытывают разрушение многочисленными мелкими трещинами, дополняющееся и сменяющееся ниже милонитизацией и бластезом пород. На промежуточной глубине объемное разрушение приводит к разуплотнению пород, регистрируемому понижением скоростей сейсмических волн. Таким образом, расчленение коры с возникновением дислокационного волновода является закономерным результатом приложения к ней внешних, преимущественно тангенциальных усилий.

Сведения о современном тектоническом расчленении верхней мантии ограничиваются пока активными областями. В них выявлены: вертикальная неоднородность в распределении гипоцентров промежуточных и глубокофокусных землетрясений [Тектоническая..., 1982]; изменения сейсмической вязкости, напряженного состояния и скорости сейсмической деформации на разных уровнях [Трифонов и др., 1984]; значительные вертикальные и латеральные вариации скоростей продольных сейсмических волн [Nikolaev et al., 1985].

Таким образом, земная кора и верхняя мантия нарушены не только вертикальными и наклонными, но и субгоризонтальными зонами контрастных тектонических движений — астенослоями и астенолинзами, разделяющими более прочные литосферные пластины и блоки с различным стилем деформаций. На континентах как минимум различаются по деформационным свойствам верхнекоровый, нижнекоровый и верхнемантийный слои литосферы. В областях новейшего сучивания горных масс картина расчленения усложняется. Из-за тектонической расчлененности рассчитываемые в тектонике литосферных плит (с поправками на деформации плит) направления и скорости их относительных перемещений характеризуют лишь коровые, а в областях с мощной корой лишь верхнекоровые литопластины, но могут отличаться от направлений и скоростей движения более глубинных литосферных масс.

Приведенные факты заставляют рассматривать тектонику литосферных плит лишь как первое приближение к реальной картине глобальных движений литосферы. Пра-

вильнее рассматривать ее как вязкопластичную тектонически расслоенную среду. В системе понятий тектоники плит вызывает сомнение и представление о субдукции как единственном механизме деструкции литосферы [Пушаровский, 1986]. Можно полагать, что в областях сжатия и скупивания литосферных масс их нижние горизонты могут испытывать своеобразную глубинную эрозию, приближаясь по физическим свойствам к астеносфере и вовлекаясь в ее движения.

Геофизические разделы внутри литосферы также не остаются неизменными. Выше говорилось о возможной дислокационной природе некоторых разделов земной коры. Они могут изменять свое положение при изменении нагрузок, вызванном либо тектоническими перестройками, либо дислокационным утолщением или утонением коры. Рассмотрим теперь преобразования, испытываемые горными породами при восходящих и нисходящих движениях.

Вещество, сформированное в недрах Земли, находится там в состоянии, близком к термодинамическому равновесию. Внешнее давление уравнивается на связях субмикроструктурного уровня, и структурные напряжения отсутствуют. При воздымании и эрозии покрывающих геологических образований внешнее давление на поруду уменьшается. Энергия сжатия, прежде сконцентрированная на связях атомного и молекулярного уровней, перераспределяется на уровни низшего ранга, породные и надпородные, и в них появляются структурные напряжения, которые могут стать причиной разрушения связей.

Примеры, указывающие на "взрывоопасное", метастабильное состояние разгруженных горных пород, известны давно. К.И. Богданович [1909] приводил случаи, когда горные породы, добытые в недрах Земли и извлеченные на поверхность, спустя некоторое время взрывались в отвалах. Подобное, но более медленное разрушение описано как прогрессирующее. Известны случаи, когда удаление маломощного слоя осадочных пород вело к образованию в них трещин разгрузки [Прочухан, 1964]. Результатом сходного процесса на ином масштабном уровне является тектоно-кессонный эффект – разрушение по схеме объемного взрыва при всплывании массивов пород в раме относительно стабильных геоблоков [Горяинов, Давиденко, 1979].

Трещины отдельности, насыщающие горные породы вблизи земной поверхности, – самый распространенный тип разрывных нарушений. Сейчас многие исследователи склоняются к мнению, что причиной их образования являются структурные напряжения, возбуждаемые местными причинами [Ярошевский, 1981]. Трещины такого рода, которые иногда называют первичной трещиноватостью (имея в виду, что трещины других видов образуются уже в результате смещения по этим трещинам), С.С. Шульц [1979] рассматривал как планетарную трещиноватость, охватывающую огромный масштабный диапазон – от микротрещин до разломов протяженностью в сотни километров. С физической точки зрения они выражают процесс перехода фиксированных неравновесных структур в состояние равновесия, которое в данном случае достигается не непрерывным вязким течением, а деструкцией, дезинтеграцией разгруженного вещества. В областях, где сейчас развиваются положительные формы рельефа, процессы структурной дезинтеграции воздымающихся пород происходят наиболее интенсивно, в значительной мере обуславливая повышенную сейсмичность таких областей.

Следствием уменьшения давления при подъеме вещества могут быть не только механические эффекты, но и минеральные и фазовые преобразования, например частичное плавление вещества: осуществляются реакции окисления, как правило экзотермические. В итоге вся совокупность процессов, возбуждаемых при тектоническом воздымании и уменьшении давления, определяется принципом тормозящего противодействия (принцип Лешателье–Брауна). Согласно этому принципу реакция энергетически открытой системы на внешнее воздействие носит упорядоченный характер: возбуждаемые процессы стремятся скомпенсировать влияние внешнего воздействия, в данном случае уменьшения давления. Все они направлены на приращение объема, что в условиях стесненного пространства приводит к возрастанию давления. Помимо прямого увеличения объема в силу упругого расширения, происходят структурная

дезинтеграция вещества, его частичное плавление, окислительные процессы, которые наращивают объем не только сами по себе, но и вызывая повышение температуры системы.

С тектоническим опусканием горных масс связана совокупность противоположных процессов уплотнения вещества. Помимо упругого сжатия под действием веса накапливающегося во впадине осадков, это — уменьшение пористости и замыкание открытых трещин, фазовые и минеральные преобразования, например эколгитизация основных пород [Артюшков, 1979], и другие процессы.

Таким образом, вертикальные перемещения горных масс изменяют их физические свойства, и в частности скоростные характеристики, а соответственно и положение геофизических разделов в литосфере. Показательно в этом отношении наблюдение В.И. Шарова (1985 г., доклад на семинаре по современной геодинамике в Геологическом институте АН СССР), установившего методом отраженных волн четковидность распространения корового волновода в Центральном Казахстане. Волновод достигает значительной толщины под поднятиями земной поверхности типа Улутауского и сокращается или исчезает под соседними впадинами. Подобные изменения могут происходить и по латерали подвижных поясов при смене геодинамической обстановки, например при появлении на определенных участках сдвиговых систем, отклоняющихся от генерального направления структур сжатия или растяжения. Возможно, этим объясняются, по крайней мере отчасти, образование сводов в окрестностях рифтовых зон. Изменения того же типа можно ожидать и при структурно-геодинамических перестройках, например при наложении растяжения и опускания на сжатую горную систему, что, по-видимому, имело место в позднем кайнозое в Паннонской впадине.

## ТЕКТОДИНАМИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ

### Глобальная тектодинамическая система

Изменение внешнего параметра, которое является первопричиной во всех последующих множественных преобразованиях в системе, можно рассматривать по отношению к ним как "задающий", или "первичный", процесс. Конечно, любой из процессов деформирует, как мы показали, все остальные процессы системы и тем самым может оказаться первичным. Но это влияние бывает более или менее существенным. Критерием значения изменения параметра нам представляется величина пространственной области, в которой замыкается система структурных напряжений, обусловленных таким изменением. В этом смысле первичными являются тектонические процессы, проявляющиеся в масштабах крупных регионов и замыкающиеся в масштабе всей Земли.

Среди глобальных процессов, являющихся источником структурообразующих сил, как-то: вращение Земли, лунно-солнечные приливы и другие космические воздействия, наконец, конвективное перемещение мантийных масс — лишь последний вызывает значительные дифференцированные напряжения в литосфере [Мясников, Фадеев, 1981]. Только в редких случаях мы можем непосредственно зарегистрировать проявления движений мантийных масс, но располагаем многочисленными свидетельствами упорядоченных смещений корового вещества, вызванных глубинными движениями, хотя такие свидетельства и не отражают их в полной мере из-за тектонической расчлененности литосферы.

Наиболее полно, в истинных пространственных соотношениях и сравнительно хорошо датированные, нам известны проявления новейших коровых движений надрегионального ранга. Они дают основание полагать, что восходящие ветви потока мантийного вещества сконцентрированы в отдельных струях, тяготеющих к океаническим рифтовым системам. От них увлекаемые горизонтальным мантийным потоком литосферные массы дифференцированно на разных глубинах движутся к континентам.

В областях активных континентальных окраин и островных дуг значительная часть

океанической литосферы погружается вдоль глубинных сейсмофокальных зон. При этом она перерабатывается и ее компоненты вновь поступают в литосферу в виде магматических или иных подвижных образований. Сейсмофокальные зоны и скоростные неоднородности мантии, которые можно связывать с разогревом и переработкой пород над сейсмофокальными зонами [Андерсон, Дзевонский, 1984], прослеживаются непрерывно до глубин 150–200 км. Глубже сейсмофокальная зона распадается на отдельные скопления гипоцентров [Пушаровский, 1972]. Остаточные продукты переработки океанической литосферы если и сохраняют обособленность [Creager, Jordan, 1984], то, скорее всего, лишь в виде фрагментов. Кроме наклонной сейсмофокальной зоны, под некоторыми островными дугами намечаются субгоризонтальные гипоцентральные зоны, приуроченные к низам коры и верхам мантии. Это, а также признаки дисгармонии между коровыми и более глубинными новейшими структурами [Кожурин, Трифонов, 1982] позволяют допустить внедрение части океанической литосферы под островные дуги и активные континентальные окраины вдоль субгоризонтальных зон. В итоге островные дуги и активные окраины представляются не только и, может быть, не столько зонами нисходящего потока литосферного вещества, сколько областями тектоно-магматической переработки океанической литосферы, вовлекающей ее в дальнейшие латеральные перемещения в сторону континентов.

Континентальная коллизия приводит в областях наибольшего сближения литопластин (типа Памиро-Гималайского региона) к скучиванию горных масс, которое в условиях тектонического расслоения осуществляется дифференцированно на разных уровнях, но в целом проявляется в утолщении как коровой (до 70–80 км), так и мантийной части литосферы [Тектоническая..., 1982; Пейве и др., 1983; Трифонов, 1983; Скобелев, 1984; Трифонов и др., 1984]. В верхнекоровом слое развиваются покровно-складчатые структуры. На больших глубинах (40–70 км) коровые образования подвергаются частичному плавлению, приводящему к гранитоидному магматизму и метаморфизму вышележащих пород. Остаточные продукты плавления могут со временем эколгитизироваться или подвергаться иным процессам уплотнения и благодаря этому приближаться по физическим свойствам к породам мантии. Возможно, именно такие преобразования (наряду с поверхностной эрозией) привели к тому, что современная глубина поверхности Мохоровичича в палеозоидах Евразии, испытавших в свое время скучивание, подобно Памиро-Гималайскому, но не подвергшихся значительной новейшей активизации, обычно не превышает 40–45 км.

С удалением от областей максимального скучивания складчатые деформации постепенно сменяются блоковыми смещениями преимущественно сдвигового характера. Скучивание верхнекоровых масс осуществляется и здесь, но происходит главным образом путем торшения блоков.

Приведенные результаты изучения неотектоники приокеанических и внутриконтинентальных подвижных поясов сжатия показывают, что происходящие в них процессы, вероятно, не обеспечивают нисходящего потока и деструкции литосферы, достаточных, чтобы компенсировать ее наращивание в океанах. Вместе с тем под континентами, и особенно под их древними ядрами, — под большей частью Евразии, юго-западной половиной Африки, северной частью Индостанского субконтинента, Австралией, Канадским и Бразильским щитами — высокоскоростные, относительно холодные объемы мантийного вещества, т.е. образования литосферного типа, прослеживаются до глубин более 150 км [Андерсон, Дзевонский, 1984]. Возможно, это обусловлено скучиванием мантийных литосферных масс, пополняемых перемещающейся в сторону континентов океанической литосферой. Отражением такого скучивания может быть сжатие верхнекоровых литопластин, превышающее литостатическое давление [Кропоткин, 1977], а также тот факт, что большинство континентальных активных сдвигов имеет взбросовую, т.е. сжимающую, компоненту перемещений.

В пользу предлагаемого объяснения свидетельствует различие, которое намечается в скоростях латеральных перемещений континентальных и океанических образований, считающихся частями единых литосферных плит. Так, скорость новейшего сближения

с Евразией северной части Индийского океана, рассчитанная по полосовым магнитным аномалиям, 5–6 см/год, а скорость сближения с Евразией Индостанского субконтинента, полученная суммированием позднечетвертичных деформаций и смещений земной поверхности в Тяньшаньско-Памиро-Гималайском регионе, только 4 см/год. Скорость, рассчитанная по полосовым аномалиям в океане, вероятно, близка к скорости латерального перемещения верхов мантии, которые, таким образом, движутся быстрее верхнекоровых континентальных образований [Тектоническая..., 1982].

Аналогичным процессом, если он происходит на активных континентальных окраинах, объяснимо развитие краевых морей. Они могут быть результатом утонения и разрыва континентальной коры над движущимися под континенты мантийными образованиями. С движением горных масс под континенты и с обусловленным им дифференцированным сжатием континентальной литосферы можно связать и процессы новейшего "внутриплитного" горообразования, охватившего огромные пространства на востоке Азии и в западной части Северной и Южной Америки.

Описанные проявления новейших движений литосферы образуют тектодинамическую систему первого ранга. Будучи обусловлено конвективными движениями мантии, она включает в себя, помимо механических перемещений литосферных масс, возбужденные ими процессы дислокационного уплотнения и разуплотнения вещества, магматизма, минеральных преобразований, которые сами являются источниками структурных напряжений, а стало быть, деформации и разрушения материала.

### Локальные тектодинамические системы

Компоненты тектодинамической системы первого ранга в конкретных региональных проявлениях выступают в роли внешних параметров, изменение которых приводит в действие разнообразные локальные процессы, образующие в совокупности с ними отдельные тектодинамические системы.

Как показал С.Ф. Скобелев [1984] на примере зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня (хребты Петра Первого и Заалайский), в прогибах, заполненных мощными мезозойско-кайнозойскими осадочными толщами, новейшее горообразование в целом следует за складчатостью, хотя отдельные их проявления синхронны. Горообразование наступает, когда складчатость и связанный с ней динамометаморфизм в значительной мере гомогенизируют осадочный чехол и приближают его по деформационным свойствам к породам основания. В результате дифференцированные смятия и относительные перемещения отдельных слоев и толщ сменяются складчатыми изгибами всего осадочного чехла со значительным воздыманием поверхности. Морфологически эти изгибы сходны с меньшими по размеру складками и складко-покровами предшествовавшего этапа новейшего структурообразования и, подобно им, возникли при горизонтальном сжатии прогиба в результате сближения Памира и Тянь-Шаня, которое, в свою очередь, отражает сближение литосферных масс Индостанского субконтинента и Евразии, т.е. один из процессов глобальной тектодинамической системы.

Взаимное положение новейших сводов Памира и Тянь-Шаня выступает в роли внешнего параметра, изменение которого приводит в действие ряд локальных тектонических процессов. Опираясь на данные Х. Рамберга [1976] и А.В. Лукьянова [Тектоническая..., 1980] и на факт неравномерного распределения новейшей молассы, более интенсивно накапливавшейся вблизи эрозируемых сводов Памира и Тянь-Шаня, С.Ф. Скобелев [1984] приходит к выводу о неравномерном давлении молассы на нижележащие пластичные породы мела и палеогена и об их перетекании в результате такой неравномерности к центру прогиба. Это предопределило возникновение в сжимающемся прогибе осевого Петро-Заалайского поднятия. Позднее, когда осевое поднятие оформилось в рельефе, его эрозия и аккумуляция ее продуктов в соседних остаточных прогибах (последняя осуществлялась как седиментационным путем, так и перемещением гравитационных покровов) ввели в действие механизм их изостатической компенсации. Он работает в том же направлении, что и рост поднятия и углубление прогибов в

результате бокового сжатия и перетекания раздавливаемых молассой мел-палеогеновых пород. Образно говоря, природа достигает одной "цели" разными путями.

Рассмотрим более подробно механизм изостатической компенсации эродированных поднятий. В соответствии с законом Паскаля она достигается глубинным подтоком вещества из областей с более высоким давлением. В условиях тектонического расслоения литосферы такой подток может осуществляться на разных уровнях – как в астеносфере, так и в астенослоях внутри коры [Артемьев, 1984]. Но во всех случаях подтекающее вещество тяжелее разуплотненной фракции, смываемой с эродированных поднятий, и из-за различий в их объемах восстановление исходной высоты рельефа должно быть неполным. Следует иметь в виду, однако, что термодинамическое состояние компенсирующего вещества не остается постоянным при его последующем воздымании и соответственном уменьшении внешнего давления. Геологическая медленность воздымания позволяет проявиться процессам структурной релаксации во всей их полноте и многообразии, в результате чего, как было показано в предыдущем разделе статьи, тяжелая фракция в процессе ее восходящего движения разуплотняется. Расчеты показывают, что для восстановления исходной высоты гор, эродированных на 1 км, достаточно разуплотнения 100-километрового литосферного слоя на 0,2% [Пономарев, Тейтельбаум, 1978]. В какой мере этот процесс реализуется в конкретных горных странах, пока неясно.

Локальные процессы структурообразования не ограничены гравитационной тектоникой, но могут быть связаны также с фазовыми и минеральными преобразованиями. Например, в областях сжатия значительное скупивание земной коры может вызывать эклогитизацию ее нижней части и, как следствие, опускание поверхности со всеми вытекающими тектоническими последствиями. Может быть, именно такого рода нисходящие движения создали впадины типа Паннонской или Лутской, испытывавшие перед новейшим погружением альпийскую складчатость и орогенез. Определенную структурообразующую роль играет и флюидно-газовая активность, локальные проявления которой зависят от региональных тектонических условий [Дегазация..., 1985].

Происхождение некоторых типов структур можно достаточно определенно связывать с действием локальных факторов в тектодинамических системах высшего порядка. Так, прямыми измерениями установлено наличие существенных горизонтальных напряжений вблизи земной поверхности. Этому явлению Войгт [Reik, 1976] предложил следующее объяснение. Эрозионный срез ведет к разгрузке подстилающих пород. Однако релаксация напряжений, ранее обусловленных их объемным сжатием, неравномерна. Разгрузка прежде всего приводит к релаксации вертикальных напряжений, из-за чего относительная роль горизонтальных напряжений возрастает. С этим связано образование трещин разгрузки, субпараллельных земной поверхности, – своего рода дислокационная расслоенность пород непосредственно возле поверхности Земли. Другой пример – трещины в остывающих плутонах, классифицированные в свое время Г. Клоосом. Происхождение этих трещин, как и полей напряжений, которые привели к их образованию, определено температурными изменениями.

### Взаимодействие тектодинамических систем

Если в тектодинамической системе существуют достаточно прочные и длительно действующие связи между параметрами, то как первичный, так и производные от него процессы способны преобразовывать энергию различных видов в упругую энергию и быть, таким образом, источником структурообразования. При таком подходе возникает представление об источниках упругой энергии множественной природы и рассредоточенных на различных уровнях структурной организации геологической среды – от субмикроструктурного до глобального, причем суммарный вклад этих источников и определяет поле упругой энергии, а значит, и естественное поле напряжений, наложенное на поле напряжений, обусловленное собственным весом пород.

В этом смысле большинство геологических структур полигенны, причем по некото-

рым характеристикам вклад производных процессов в образование конкретной структуры или ассоциации структур может быть больше вклада исходного процесса. Отсюда разнообразие представлений о причинах и источниках тектогенеза в отношении как конкретных структур, так и их региональных и глобального сочетаний. В большинстве случаев это не столкновение взаимоисключающих мнений, а результат изолированного рассмотрения разных групп тектонических процессов в единой системе взаимосвязанных преобразований.

Поскольку геологические структуры разных иерархических уровней организованы по принципу структур, вложенных одна в другую, так же организованы и тектодинамические системы. Мерой системы более низкого ранга и выделения в ней первичного процесса является размер пространственной области, в которой замыкаются структурные напряжения. По этому признаку важнейшим первичным фактором тектогенеза оказывается конвективное движение мантийного вещества, вызывающее дифференцированные, преимущественно латеральные перемещения литосферных масс. Они образуют тектодинамическую систему первого ранга. Происходящие в ней тектонические процессы выступают в роли внешних параметров тектодинамических систем высшего порядка, обуславливая в конкретных региональных обстановках развитие разнородных локальных процессов механического, минерального и геохимического перемещения и преобразования вещества. При этом обмен энергией осуществляется не только в системах одного уровня, но и между системами разных уровней.

Рассмотрим конкретный пример. Важнейшими элементами орогенной структуры Тянь-Шаня являются продольные складки основания (зоны хребтов и межгорных впадин), разделяющие их краевые взбросо-сдвиги и более редкие секущие сдвиги типа Таласо-Ферганского и Джунгарского [Шульц, 1948; Макаров, 1977]. Эта структурная ассоциация обязана своим зарождением поперечному сжатию региона, вызванному сближением Тянь-Шаня с Памиром, а в конечном счете – Евразии с Индостаном. Дальнейшее развитие складок основания происходило при участии изостатической компенсации эрозии поднятий и аккумуляции эродируемого материала в соседних предгорных и межгорных впадинах.

Вместе с тем для той же территории характерны иные неотектонические образования – протяженные линеаменты, ориентированные косо, реже поперек к простиранию складок основания. Как показали исследования В.И. Макарова [Макаров и др., 1974; Макаров, Соловьева, 1976], линеаменты оказываются поверхностным выражением глубинной неотектонической делимости земной коры региона. На земной поверхности к линеаментам нередко тяготеют зоны трещин и мелких разрывов, морфологически сходных с элементами планетарной трещиноватости С.С. Шульца [1979], да и само сочетание линеаментов в плане повторяет в макромасштабе структурный рисунок планетарной трещиноватости. Представляется, что последняя является результатом релаксации местных напряжений с весьма малыми размерами областей замыкания элементарных структурных связей. Однако, будучи организованы линиями глубинной делимости земной коры, такие трещины приобретают однообразную ориентировку на значительном протяжении и образуют в совокупности тектодинамическую систему структур более крупного ранга – линеаментов. По своим размерам линеаменты соизмеримы со складками основания и сочетающимися с ними разломами. В этом случае накопление энергии на связях высшего уровня реализуется деформацией и разрушением на низшем масштабном уровне, так что возникающие структуры оказываются соразмерными структурам надрегиональной тектодинамической системы и как бы наложенными на них. Очевидно, генезис линеаментов и структур надрегиональной системы принципиально различен, что не исключает, однако, их частичного совмещения: линеаменты, предопределенные геометрией глубинных неотектонических образований, могут совпадать с разломами надрегиональной системы и, наоборот, линеаменты могут использоваться при возникновении таких разломов как зоны пониженной прочности горных пород.

Каждый объем геологической среды в общем случае является ареной действия

тектодинамических систем разной природы, разного масштабного уровня, входящих в разные группы процессов и черпающих ресурсы для своего движения из разных источников энергии. При этом возможны ситуации, в которых достижение равновесия по одной группе параметров ведет к нарушению равновесия в сопряженных параметрах другой группы. Так, деятельность экзогенных факторов направлена на выравнивание рельефа. Основной источник энергии в этой группе процессов – тепловое излучение Солнца, преобразующееся в различные формы механического движения и обеспечивающее перенос горных масс с поднятий во впадины. Вместе с тем восстановление такого геометрически гравитационного равновесия ведет к нарушению равновесия другой формы – изостатического – и возбуждает процессы, стремящиеся к восстановлению изостазии. Изостатическая компенсация экзогенного перемещения горных масс в сочетании с разуплотнением воздымающихся пород частично восстанавливает исходный рельеф, вновь мобилизуя экзогенные факторы его выравнивания. Эти циклические процессы будут продолжаться достаточно долго, пока система (если она не поддерживается внешними для нее тектоническими процессами рельефообразования) не придет в равновесие. Взаимодействие двух описанных групп процессов, по существу, обеспечивает переход энергии теплового излучения Солнца в энергию, питающую тектонические движения<sup>1</sup>.

Движение систем к равновесию осуществляется по разным параметрам с разной скоростью, и возможны ситуации, когда одни параметры сохраняют значения, отличные от равновесных, а по другим релаксация уже произошла. В целом же полное равновесие есть событие, достижимое только в идеально изолированной системе. Горные породы в естественных условиях – открытые системы, которые на современной стадии развития Земли находятся в состоянии обмена энергией и веществом со своим окружением. Поэтому термодинамическое равновесие для геологической среды нигде не достигается.

Приведя в этой статье некоторые физические положения и примеры их реализации в структурообразующих процессах, мы стремились показать взаимосвязь различных процессов в рамках тектодинамических систем разных рангов. Неучет такой взаимосвязи, изолированное рассмотрение тех или иных факторов тектогенеза способны привести в лучшем случае к излишней схематизации природных явлений, а в худшем – к существенным ошибкам. Комплексное изучение различных тектонических процессов в их взаимосвязи и взаимообусловленности "нацеливает на ассимилирование всего арсенала геологических и геофизических знаний и тем самым ведет к раскрытию истинных тектонических закономерностей, как региональных, так и глобальных" [Пушаровский, 1986, с. 6].

#### ЛИТЕРАТУРА

- Андерсон Д.Л., Дзевонский А.М.* Сейсмическая томография // В мире науки. 1984. № 12. С. 16–25.  
*Ансельм А.И.* Основы статистической физики и термодинамики. М.: Наука, 1973. 423 с.  
*Артемов М.Е.* Изостатическая компенсация орогенных областей // 27-й МГК: Доклады. Коллоквиум К. 04. Геология Арктики. М.: Наука, 1984. Т. 4. С. 20–21.  
*Артошков Е.В.* Геодинамика. М.: Наука, 1979. 327 с.  
*Богданович К.И.* Землетрясения в Мессине и Сан-Франциско. СПб., 1909. 165 с.  
*Горяинов П.М., Давиденко И.В.* Тектоно-кессонный эффект в массивах горных пород и месторождений – важнейшее явление геодинамики // Докл. АН СССР. 1979. Т. 247, № 5. С. 1212–1214.  
*Гуревич Г.И.* Деформируемость сред и распространение сейсмических волн. М.: Наука, 1974. 530 с.  
*Дегазация Земли и геотектоника.* М.: Наука, 1985. 200 с.  
*Кожурин А.И., Трифонов В.Г.* Молодые сдвиги периферии Тихого океана // Геотектоника. 1982. № 2. С. 3–18.

<sup>1</sup> Описанный механизм не единственный способ вовлечения солнечной энергии в тектонические процессы. Следует также иметь в виду гипергенное минералообразование и формирование осадочных пород, при которых происходят эндотермические реакции, консервирующие солнечную энергию и предопределяющие возможность ее выделения при последующих тектодинамических преобразованиях [Трифонов, Флоренский, 1969; Перельман, 1979].

- Кропоткин П.Н.* Напряженное состояние земной коры и тектонические разломы // Разломы земной коры. М.: Наука, 1977. С. 20–29.
- Макаров В.И.* Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977. 172 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 307).
- Макаров В.И., Соловьева Л.И.* Перекрестный структурный план земной коры и проблема проявления ее глубинных элементов на поверхности: (На примере Тянь-Шаня и Туранской плиты) // Исследования природной среды космическими средствами, т. 5. Геология и геоморфология. М.: ВИНТИ, 1976. С. 18–41.
- Макаров В.И., Трифонов В.Г., Шукин Ю.К.* Отражение глубинной структуры складчатых областей на космических снимках // Геотектоника. 1974. № 3. С. 114–132.
- Мясников В.П., Фадеев В.Е.* Модели эволюции Земли и планет земной группы. М.: ВИНТИ, 1981. 168 с. (Итоги науки и техники. Геофизика; Т. 5).
- Напряженное состояние породных массивов. Новосибирск: Наука, 1978. 146 с.
- Николаев П.Н.* Системный анализ тектонических напряжений и деформаций // Изв. вузов. Геология и разведка. 1978. № 5. С. 106–116.
- Николаевский В.Н.* Обзор: земная кора, дилатанция и землетрясения // Райс Дж. Механика очага землетрясения. М.: Мир, 1982. С. 133–215.
- Пейве А.В.* Геология сегодня и завтра // Природа. 1977. № 6. С. 3–7.
- Пейве А.В., Руженцев С.В., Трифонов В.Г.* Тектоническая расслоенность и задачи изучения литосферы континентов // Геотектоника. 1983. № 1. С. 3–13.
- Перельман А.И.* Геохимия. М.: Высш. шк., 1979. 423 с.
- Пономарев В.С.* Зонная релаксация напряжений при разгрузке массивов горных пород // Докл. АН СССР. 1981. Т. 259, № 6. С. 1337–1339.
- Пономарев В.С., Ромашов А.Н.* Зонная релаксация напряжений и ее значение для тектоники // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1986. Т. 61, вып. 2. С. 64–74.
- Пономарев В.С., Тейтельбаум Ю.М.* Особенности строения тектоносферы, связанные с процессами восстановления изостазии, и сейсмичность // Результаты комплексных геофизических исследований в сейсмоопасных зонах. М.: Наука, 1978. С. 181–198.
- Прочухан Д.М.* Трецины разгрузки в скальных основаниях высоких плотин // Сов. геология. 1964. № 7. С. 76–83.
- Пуцаровский Ю.М.* Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 222 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 234).
- Пуцаровский Ю.М.* Актуальные проблемы советской геотектоники // Геотектоника. 1986. № 1. С. 5–16.
- Пуцаровский Ю.М., Ельников И.Н., Перфильев А.С.* Новые данные о глубинном строении Средне-Атлантического хребта на 20° ю.ш. // Там же. 1985. № 5. С. 5–13.
- Ramberg X.* Моделирование тектонических движений, вызываемых силой тяжести, при помощи центрифуги // Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976. С. 70–88.
- Скобелев С.Ф.* Новейшая тектоника области сочленения Памира и Тянь-Шаня: (Соотношение складчатости и орогенеза): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: ГИН АН СССР, 1984. 22 с.
- Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. 216 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 343).
- Тектоническая расслоенность литосферы новейших подвижных поясов. М.: Наука, 1982. 116 с.
- Трифонов В.Г.* Позднечетвертичный тектогенез. М.: Наука, 1983. 224 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 361).
- Трифонов В.Г., Макаров В.И., Востриков Г.А.* Структурно-динамическая расслоенность литосферы неотектонических подвижных поясов // 27-й МГК: Доклады. Коллоквиум К.03. Палеоокеанология. М.: Наука, 1984. Т. 3. С. 105–117.
- Трифонов В.Г., Флоренский П.В.* Геологическое сравнение Луны и Земли // Проблемы геологии Луны. М.: Наука, 1969. С. 274–285.
- Херасков Н.П.* Тектоника и формации: Избранные труды. М.: Наука, 1967. 404 с.
- Шаров В.И.* Разломы и природа сейсмических границ в разрезе континентальной коры // Сов. геология. 1984. № 1. С. 112–120.
- Шульц С.С.* Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. Л.: Географгиз, 1948. 224 с.
- Шульц С.С.* Тектоника земной коры. Л.: Недра, 1979. 272 с.
- Яворский Б.М., Детлаф А.А.* Справочник по физике. М.: Физматгиз, 1963. 847 с.
- Ярошевский В.* Тектоника разрывов и складок. М.: Недра, 1981. 245 с.
- Creager K.C., Jordan T.H.* Slab penetration into the Lower Mantle // J. Geophys. Res. 1984. Vol. 89, N B5. P. 3031–3049.
- Nikolaev A.V., Sanina I.A., Trifonov V.G., Vostrikov G.A.* Structure and evolution of the Pamir-Hindu Kush region lithosphere // Phys. Earth and Planet. Inter. 1985. Vol. 41. P. 199–206.
- Reik G.* Residuelle Spannungen in quarzreichen Gesteinen röntgendiffraktometrische Messung und Erklärungsmöglichkeiten ihrer Entstehung // Geol. Rdsch. 1976. Bd. 65, N 1. S. 66–83.

М.А. АХМЕТЬЕВ, Б.П. ЗОЛОТАРЕВ,  
А.О. МАЗАРОВИЧ, А.В. РИХТЕР, Д.И. ФРИХ-ХАР

### НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И МАГМАТИЗМ ОСТРОВОВ ЗЕЛЕННОГО МЫСА

Архипелаг о-вов Зеленого Мыса ( $17^{\circ}12'$  и  $14^{\circ}48'$  с.ш.;  $22^{\circ}44'$  и  $25^{\circ}22'$  з.д.) расположен в 455 км западнее побережья Сенегала. Его общая площадь составляет  $4033 \text{ км}^2$  (рис. 1). Он приурочен к поднятию, расположенному на абиссальной плите между крупными субширотными разломами Кейн и Зеленого Мыса. Геологическая изученность архипелага до сих пор остается слабой и весьма неравномерной, несмотря на то что в литературе обсуждались отдельные проблемы петрологии развитых здесь магматических образований, а также некоторые аспекты стратиграфии и тектоники островов. Основные работы базируются на результатах геологической съемки конца 60-х годов [Mitchell-Thome, 1976; Serralheiro, 1968]. Более поздние публикации касаются главным образом геологического строения о-ва Маю [Stillman et al., 1982]. Отрывочность, а часто и противоречивость данных до сих пор не позволяли создать сколько-нибудь ясного впечатления о геологическом строении и магматической эволюции архипелага. Новые данные, полученные в результате работы на о-вах Зеленого Мыса экспедицией

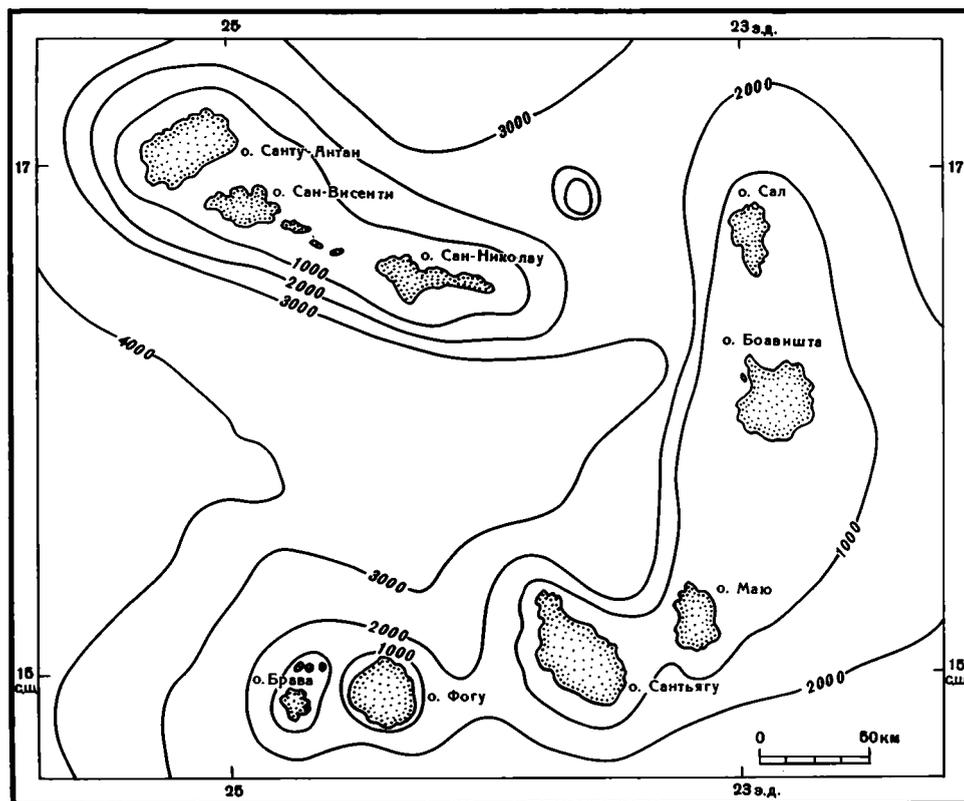


Рис. 1. Схема расположения о-вов Зеленого Мыса

Геологического института АН СССР, как полагают авторы, в известной мере восполняют этот пробел. Исследования проводились в рамках проекта "Литос", имеющего целью изучение состава и деформаций твердой коры океанов. Научным руководителем проекта и экспедиции является академик Ю.М. Пушаровский.

### НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ АРХИПЕЛАГА

Как уже упоминалось, архипелаг о-вов Зеленого Мыса расположен в пределах крупного субширотного поднятия океанического дна, западнее зоны спокойного магнитного поля, что обычно трактуется как доказательство океанического характера его основания. Южнее и севернее поднятия установлены линейные магнитные аномалии, возраст которых определяется в 115 и 145 млн лет [Stillman et al., 1982]. Сейсмо-разведочные данные показывают, что в пределах архипелага имеется акустический фундамент (7,3 км/с) и слой со скоростями 6,3–6,6 км/с [Dash et al., 1976]. Глубина залегания поверхности М (8,5 км/с) составляет 16–17 км для о-ва Сан-Николау и 18 км для о-ва Боавишта. В глубоководных котловинах слой со скоростями 6,3–6,6 км/с отсутствует. Между восточной и западной группами островов проводится граница ровного и неровного акустического фундамента [Sundvik et al., 1984].

Гравиметрические исследования показывают, что к островам приурочены аномалии в редукции Буге и в свободном воздухе, которые достигают значений +200–+350 мгал [Mitchell-Thome, 1976]. Несколько аномальное гравитационное поле отмечается для островов Сан-Висенти, Санту-Антан и Фогу. К поднятию архипелага о-вов Зеленого Мыса приурочены аномалии геоида [Grough, 1982]. В пределах поля неровного акустического фундамента расположены три острова – Сал, Боавишта и Маю, на которых обнажаются самые древние в архипелаге образования. Наиболее подробно они описаны в литературе, освещающей геологическое строение о-ва Маю. Авторы статьи также имели возможность изучить их во время полевых исследований на этом острове.

Основание мезозойского разреза о-ва Маю сложено пиллоу-лавами и гиадокластитами поздней юры. Их перекрывают известняки позднюрско-неокомского возраста мощностью 300–350 м. Выше по разрезу залегают пестроокрашенные мергели, кремнистые известняки и терригенно-кремнистые породы апта–альба (150 м). На востоке острова разрез надстраивается сеноман-туронскими туфоалевролитами, туфопесчаниками, мергелями, туфоконгломератами, туфами (200 м) (рис. 2). Мезозойские породы прорваны пластообразными телами и дайками пироксенитов, эссекситов, сиенитов и пород щелочно-ультраосновного ряда с карбонатитами.

В неогене формировались нефелиниты, анкармиты и анкаратриты, которые с резким несогласием перекрывают все более древние породы.

О-в Маю представляет собой антиформу с осью, вытянутой по азимуту 340°. Крылья этой структуры слагаются верхнеюрскими–верхнемеловыми породами, причем на западе развиты разнопорядковые складчатые деформации, вплоть до образования мелких дисгармоничных складок. Толстоплитчатые известняки слагают круто падающую к западу моноклиналию, осложненную отдельными коробчатыми складками. Терригенно-карбонатно-кремнистые образования и тонкоплитчатые известняки слагают изоклиналиные, запрокинутые, прямые и лежащие складки, общий наклон осей которых свидетельствует о движении масс с северо-востока. Восточное крыло антиформы имеет чешуйчатое строение. Здесь установлены зоны пологих тектонических нарушений, по которым юрско-нижнемеловые породы надвинуты на верхнемеловые, а также на породы интрузивного комплекса, расположенного в ядре антиформы. Вся структура разбита взбросами и левыми сдвигами. Структура антиформы перекрыта моноклиналями, сложенными средненеогеновыми вулканитами. Подъем калькаренитов на высоту до 100 м свидетельствует о неравномерном подъеме острова в новейшее время.

Севернее о-ва Маю расположен о-в Боавишта, который экспедицией не изучался. Известно [Serralheiro et al., 1974], что центральная часть острова сложена магматическим комплексом фонолитового состава, палеогенового (?) или миоценового возраста,

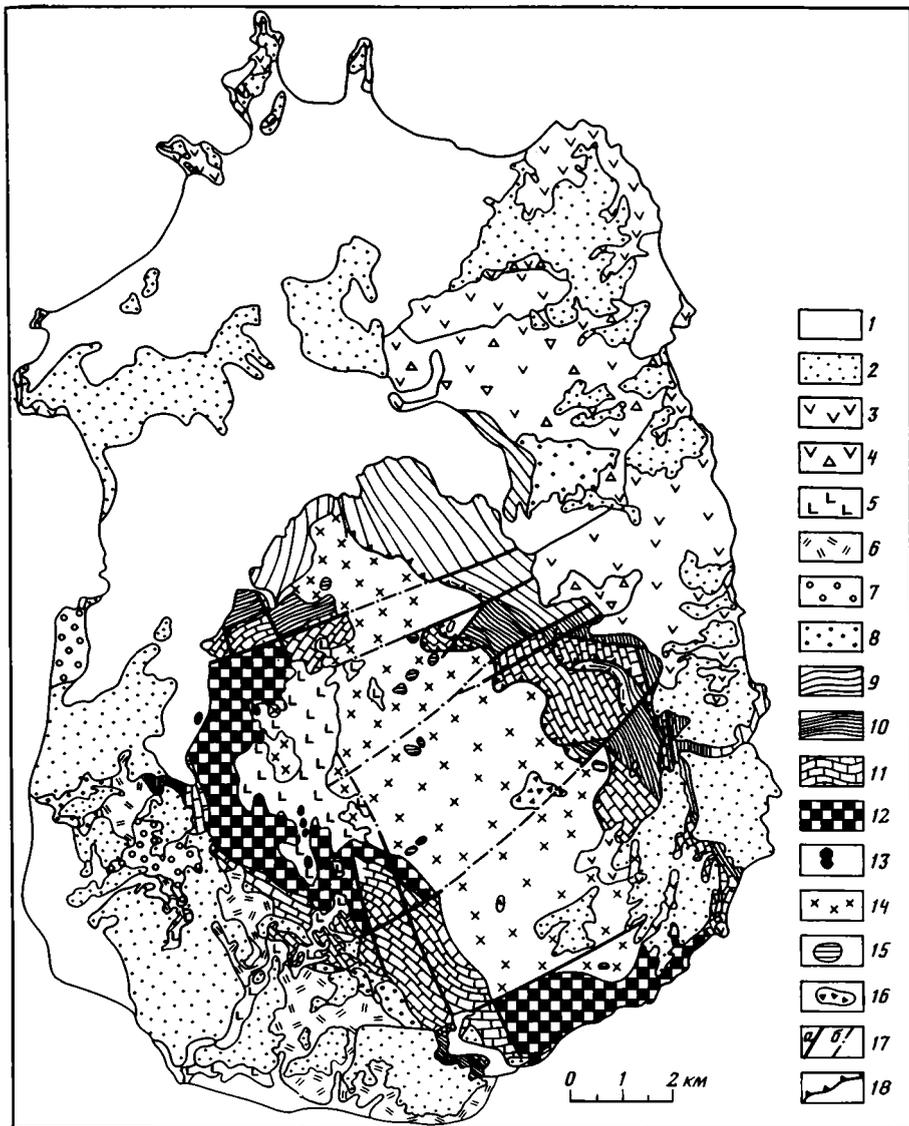


Рис. 2. Геологическая схема о-ва Маю

1 – голоцен (пески, калькарениты, галечники морского, эолового и пролювиально-аллювиального происхождения); 2 – плейстоцен (калькарениты); 3–8 – толщи Верхнего комплекса Маю (неоген): 3, 4 – Пеносо (3 – лавы пикритового состава, 4 – агломераты, туфы, потоки лав), 5 – Педро Малада (лавы фонолитового состава), 6 – анкармиты, лавы, агломераты, 7 – туфы, туффиты, лавы анкармитового состава, 8 – Педро Ваш (конгломераты, гравелиты, туфопесчанники); 9–12 – толщи Нижнего комплекса Маю (верхняя юра–верхний мел): 9 – Каружо (туфы, туфопесчанники, линзы и прослои известняков и мергелей, грубообломочные образования), 10 – Корквейжо (сланцы, глинистые и глинисто-кремнистые известняки, мергели), 11 – Морро (пелитоморфные известняки с кремнистыми конкрециями), 12 – Баталья (пиллоу-лавы, гиалокластиты, линзы известняков); 13 – некки фонолитов; 14–16 – центральный интрузивный комплекс (палеоген–неоген): 14 – габбро-эссекситы, 15 – сиениты, пироксениты, 16 – эруптивные брекчи с карбонатами; 17 – разломы (а – установленные, б – предполагаемые); 18 – надвиги

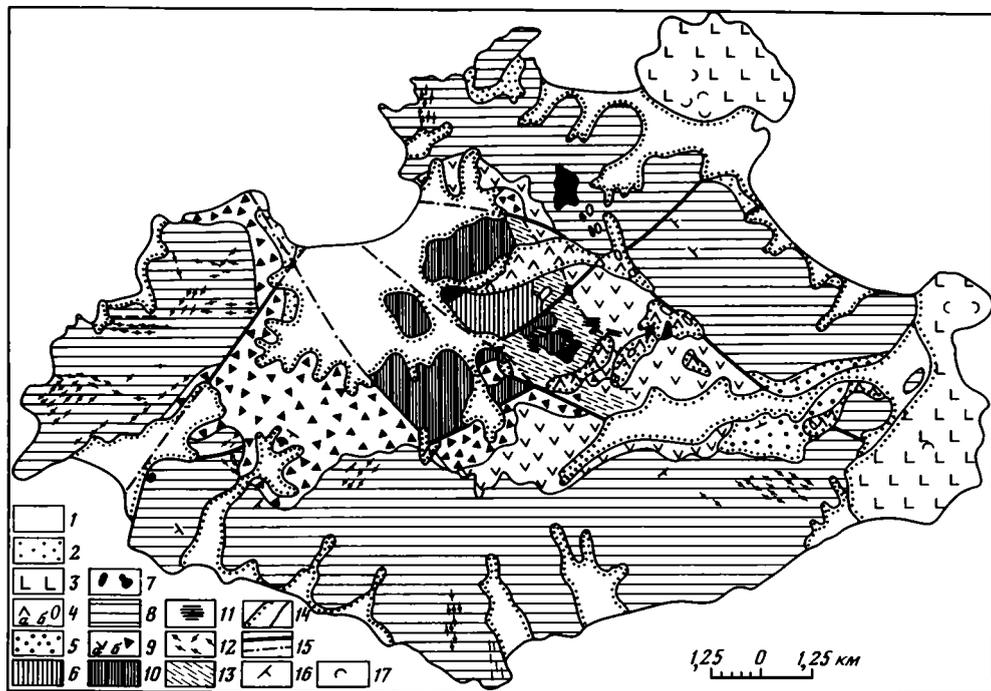


Рис. 3. Геологическая схема о-ва Сан-Висенти

1, 2 – современные отложения: 1 – золотые, 2 – пролювиальные, пляжевые нерасчлененные; 3–10 – комплексы и толщи: 3 – Саламанса, 4 – Мельо (а – эффузивы, б – субвулканические тела), 5 – Мадейра, 6 – Тарафеш, 7 – Кавалу, 8 – Сан-Висенти, 9 – Педру Ролада (а – агломераты, туфы, лавы, б – лавы), 10 – Минделу; 11, 12 – простирание роев даек: 11 – карбонатитовых, 12 – долеритовых; 13 – зона полного замещения первичных пород дайковым комплексом; 14 – геологические границы; 15 – тектонические границы; 16 – элементы залегания; 17 – шлаковые конусы

на который с угловым несогласием ложатся потоки анкаратритовых базальтов. По всей видимости, общая структура острова представляет собой антиформу.

О-в Сал изучен недостаточно. Проведенное дешифрирование крупномасштабных аэрофотоснимков и отдельные маршруты показали, что древнейшими породами острова являются пиллоу-лавы и гиадокластиты с редкими линзами известняков, напоминающими по облику породы позднеюрского возраста о-ва Маю. Эти образования, а также массив габбро-эссекситов прорваны многочисленными дайками и жилами диабазов и щелочных базальтоидов. Преобладающее простирание крутопадающих тел СВ  $20^\circ$ , пологих –  $290^\circ$  ( $\angle 40-50^\circ$ ) и  $20-30^\circ$  ( $\angle 20-40^\circ$ ). Габбро-эссекситы сохраняются только в виде скринов. После формирования комплекса основания район был абрадирован, что привело к формированию мощных кор выветривания. Позже восточная часть острова была перекрыта лавами пикритов, анкараритов, лимбургитов и палагонитовыми туфами общей мощностью до 80 м. Вероятный возраст этих образований постмиоценовый. Толща падает к северо-западу под углами  $25-30^\circ$  у подошвы и  $7-10^\circ$  у кровли. Она прорывается крутопадающими дайками анкараритов мощностью по 1,5 м.

Остров перекрыт горизонтами калькаренитов, поднятых на высоту до 60 м. Северная часть острова занята четвертичными вулканическими постройками, которые располагаются на блоке, опущенном по разлому субширотного простирания.

Остальная часть архипелага расположена в пределах поля ровного акустического фундамента. Здесь выделяются две части – северная и южная. Рассмотрим строение каждой из них на примере отдельных островов.

Наиболее древние образования о-ва Сан-Висенти представлены нефелинитами, сиенитами, габбро, оливиновыми габбро, урритами, ийолитами, пироксенитами и якупиранги-

тами, залегающими в центральной части острова (рис. 3). Все породы массива прорваны многочисленными дайками, сходными по составу как с перечисленными выше породами, так и с более молодыми. Тектонические контакты, сопровождающиеся брекчиями, свидетельствуют о том, что массив был выведен на поверхность в виде протрузи после того, как он был сформирован в гиабиссальных условиях.

Основная часть о-ва Сан-Висенти сформирована эффузивными и пирокластическими образованиями, которые слагают разнонаклоненные моноклинали, разбитые многочисленными разломами типа сбросов, взбросов и прорванные силловыми и дайковыми образованиями. Общая мощность эффузивных пород изменяется от 150 до 500 м. После формирования этих пород наступил этап интенсивного интрузивного магматизма, в результате которого образовались многочисленные штоки размером до 750 м, реже субпластовые тела нефелинитов и карбонатитов, а затем дайки и трубообразные тела карбонатитов. Четвертичные пироксеновые базальты и их туфы слагают шлаковые конусы или обширные лавовые поля на севере и северо-востоке острова.

С тектонической точки зрения о-в Сан-Висенти представляет собой брахиантиформную структуру, разбитую разломами субширотного простирания на отдельные блоки. Отметим, что простирание этих разломов совпадает с общим направлением всей подводной гряды Барлаенту.

Южная ветвь архипелага о-вов Зеленого Мыса имеет сложную морфологию. Здесь находится единственная действующая вулканическая постройка — вулкан Фогу, расположенный на одноименном острове. Она представляет собой асимметричный вулканический конус (24×26 км) высотой 2829 м, осложненный множеством паразитических кратеров высотой до 100 м. На вершине конуса расположена кальдера, открытая в восточном направлении, диаметром до 9 км. На ее основании возвышается современный вулканический аппарат высотой до 1 км. Исторические хроники свидетельствуют о большой активности вулкана, в частности о его неоднократных извержениях стромболианского типа в XVII—XVIII вв. Последнее извержение произошло в 1951 г. Видимое основание вулкана слагается телами карбонатитов и пироксенитов. Лавы исторического периода представлены лимбургитами и базанитами, более древние — нефелинитами [Assunção et al., 1968].

Восточнее о-ва Фогу расположен о-в Сантьягу, строение которого рассмотрим на примере его северной части. Здесь наиболее древними породами являются осадочно-вулканогенные и субвулканические образования так называемого комплекса СА, претерпевшие сильную тектонизацию и вторичные изменения.

Состав вулканических образований соответствует щелочным пикритам и карбонатитам, при этом последние, судя по геологическим соотношениям, являются более молодыми. Щелочные пикритовые вулканы установлены в вулканогенно-осадочных и субвулканических фациях. Это кристалло- и литокристаллокластические туфы, а также дайки, силлы, штоки и эруптивные брекчи. Комплекс СА перекрывается слюдистыми пикритами комплекса РА, которые слагают платообразные поверхности, широко распространенные на всей территории острова. Более молодые образования района — фонолитовые экструзии со столбчатой отдельностью и эруптивными брекчиями. Видимо, синхронно с этими породами формировались толщи фонолитового состава, представляющие собой тонкослоистые породы, вложенные в рельеф и образующие моноклинали с западными падениями. Цикл фонолитового магматизма завершился формированием потоков того же состава мощностью до 10 м.

В плейстоцене на севере о-ва Сантьягу образовались шлаковые конусы, поднимающиеся на высоту до 150 м над платообразными поверхностями, сложенными базальтами комплекса РА. Конусы разрушены в разной степени и слагаются бомбами, лапиллями и шлаками пикритового состава. В строении конусов принимают участие мало мощные (до 1–2 м) и непротяженные лавовые потоки, силлы и дайки.

Сравнительный анализ геологического строения островов, входящих в архипелаг, показывает, что каждый из них до своего окончательного оформления проходил в развитии ряд последовательных стадий (табл. 1). В наиболее полном и завершенном виде

**Таблица 1**  
**Стадийность становления эффузивных и вулканогенно-осадочных комплексов некоторых островов архипелага Зеленого Мыса\***

Система, отдел		Стадия	Маю	Боавишта
Антропоген		IV	Аллювий, калькарениты, дюны, пляжные пески <span style="float:right">Q<sub>4</sub></span>	Аллювий, калькарениты, дюны, пляжные пески <span style="float:right">Q<sub>4</sub></span>
			Калькарениты высокой морской террасы (до 100 м) <span style="float:right">Q<sub>1-3</sub></span>	Ископаемые дюны, шлаковые конусы, калькарениты высокой морской террасы (до 130 м) <span style="float:right">Q<sub>1-3</sub></span>
Неоген	Плиоцен	III		↑
			Комплекс Пико Форка. Фонолиты, нефелиниты (лавы, шлаки). Фонолитовая серия	↘ Конгломераты Роше Эстанция
	Комплекс Пенозо. Пикробазальты, туфы, туффиты. Базанитоидная серия. Абсолютный возраст 6-7 млн лет		Комплекс Монт Касадор Трахиты, фонолиты. Фонолитовая серия	
	Комплекс Педро Малада. Фонолиты. Фонолитовая серия		Комплекс Фундо де Фигурейтес Пикробазальты   Субаквальные базанитоиды Базанитоидная серия	
Мiocен		III	Комплекс Педро Ваш Пикритобазальты, лавы, пирокласты. Базанитоидная серия	Комплекс Монт-Пассаро Фонолиты, брекчии, игнимбриты
			Конгломераты, гравелиты, песчаники N <sub>1</sub> <sup>2</sup>	
Палеоген		II	↑	↑
			Центральный интрузивно-эруптивный комплекс. Габбро-эссекситы, пироксениты, сиениты	Центральный интрузивный комплекс. Сиениты, фонолиты, брекчии
Верхний мел		I	↓ Активные поднятия ↑	↓ Активные поднятия ↑
			Толща Каружо В верхней части – конгломераты, агломераты, туфы; в основании – туфы, туфоалевриты, туфопесчаники, мергели, известняки <span style="float:right">K<sub>2</sub> cm-t</span>	Конгломераты
Нижний мел		I	Толща Корквейжо. Мергели, кремнистые известняки, сланцы <span style="float:right">K<sub>1</sub> apt-alb</span>	
			Толща Морро. Известняки <span style="float:right">K<sub>1</sub> v-br</span>	
Верхний юра			Толща Баталья. Пиллоу-лавы, гиалокластиты, туфы. Толентовая серия <span style="float:right">J<sub>3</sub><sup>3</sup></span>	

\* Составлена авторами с использованием данных [ Mitchell – Thome, 1976; Serralheiro, 1968; Stillman et al. 1982]. Стрелками показано направление возможного смещения возрастных границ.

Сал	Сан-Висенти
Аллювий, калькарениты, дюны, пляжные пески Q <sub>4</sub>	Аллювий, калькарениты, дюны, пляжные пески, комплекс Саламанса, пикритовые шлаковые конусы
Калькарениты высокой морской террасы (60 м) Q <sub>1-3</sub>  Комплекс До Куралл Фонолиты, нефелиниты, пиллоу-лавы, туфы, шлаки. Фонолитовая серия	Калькарениты высокой морской террасы (до 40 м) Q <sub>1-3</sub>  Комплекс Мелью. Пикробазальты. Базанитоидная серия.  Комплекс Мадейрал. Грубая моласса, лахары, вложенные в древнюю долину
Комплекс Гранде. Пикробазальты (лавы, пирокласты). Базанитоидная серия	Комплекс Кавелу. Фонолиты, нефелиниты, карбонатиты (Тарафеш). Фонолитовая серия
↑	
Комплекс Сарра-Негра. Пикробазальты, пиллоу-лавы, гиалокластиты, туфы. Базанитоидная серия	Комплекс Сан-Висенти. Пикробазальты, шлаки, палагонитовые туфы, агломераты. Базанитоидная серия.
↓	Комплекс Педру Ролада. Пикробазальты, агломераты. Базанитоидная серия.
↑	
Центральный интрузивный комплекс Фонтана. Габбро-эссекситы, сиениты, пироксениты	Центральный интрузивный комплекс Минделу. Габбро-эссекситы, сиениты, пироксениты
↓	↓
Активные поднятия	
↑	
Толща Мурдейра. Пиоллоу-лавы и гиалокластиты, линзы и кластические включения известняков	
↓	

эти стадии нашли отражение в сводном разрезе о-ва Маю, где четко выражены четыре основных комплекса, три последних из которых присутствуют в той же последовательности на всех остальных островах: 1) морских вулканогенно-осадочных образований, включающих толентовую вулканическую формацию абиссальных плит; 2) габбро-эссекситов с сениитами центрального интрузивно-эруптивного комплекса; 3) субаэральных щелочных базанитоидов на вулканических поднятиях; 4) калькаренитов, слагающих чехол морских террас. Характерно, что вслед за становлением центрального комплекса субаэральный вулканизм начинался обычно с формирования базанитоидных толщ. Прохождение островами этих последовательных стадий, определяющих их "зрелость", не было синхронным во времени. Восточная группа островов (Маю, Боавишта, Сал) опережала западную (Брава, Фогу, Санту-Антан). С этим связана и различная степень эрозионного вскрытия центрального интрузивно-эруптивного комплекса. Современная антиформная структура лучше выражена у островов восточной группы.

#### ХАРАКТЕРИСТИКА МАГМАТИЗМА

Проведенное петрографическое изучение магматических пород ряда островов Зеленого Мыса (Фогу, Сантьягу, Маю, Сал, Сан-Висенти) позволяет сделать некоторые заключения об общих особенностях магматического процесса на этих островах.

Выявляется родственность магматизма, проявленного на различных островах. Это заключение вытекает из тождественности многих видов пород, распространенных на различных островах. В частности, повсюду проявлены карбонатиты, фонолиты, оливинные пикриты, мелилиты и др. Эти породы вместе с тем отличаются от преобладающих в окружающей акватории океана "примитивных" базальтов, определяя специфику островного магматизма. При описании пород отмечалось также, что многие виды связаны переходными разностями. Например, в оливиновых пикритах во вкрапленниках развиты оливин и пироксен, а в основной массе зачастую наблюдаются лейсты плагиоклаза. В оливин-пироксеновых базальтах плагиоклаз является уже главным породообразующим минералом наряду с пироксеном и (реже) оливином. Гаммой переходных разностей, различающихся количественным соотношением нефелина и калиевого полевого шпата, связаны и нефелинит с ортоклазитом. При этом в объеме крупных тел совместно могут присутствовать несколько близких видов пород.

Большая часть пород, развитых на островах, относится к щелочному ряду. Петрографически это выражается в развитии титанистого авгита, эгирин-авгита, баркевикита, биогита, калиевого полевого шпата, калиево-натриевого полевого шпата, нефелина, анальцима. Указанные минералы образуются на разных (в том числе и на ранних) этапах становления пород и, таким образом, определяют изначально щелочной характер магмы, как формирующей конкретные геологические тела, так и, по-видимому, в источнике (очаге).

В то же время нет оснований считать все породы принадлежащими к одному типу серий по щелочности: на каждом острове в единой ассоциации встречаются породы как калиевой, так и натриевой серии.

В разрезах вулканитов на всех островах проявлены потоки, содержащие модальный мелилит (как в основной массе, так и во вкрапленниках). Очевидно, что магма, генерирующая породы, относилась к категории высококальциевых.

Карбонатиты являются характерным типом магматических пород островов. Они целиком формируют магматические тела (дайки, интрузии, потоки), цементируют обломки в эндогенных брекчиях, слагают обособления в породах, включения в минералах, развиваются как вторичные минералы. Среди карбонатов отмечаются как доломиты, так и кальциты. Эти данные свидетельствуют о повышенной роли углекислоты в исходном расплаве. Химический состав карбонатитов приведен в табл. 2.

Среди пород островов выделяются практически изохимические разности, различающиеся глубиной становления и степенью кристалличности. Таковыми, в частности, являются оливин-пироксеновые базальты и плагиоклаз-оливиновые пироксениты,

субвулканические биотит-пироксеновый пикрит и базанит потоков, нефелиновый сиенит-фонолит, криптозернистые и кристаллические карбонатиты. Составляющие эти пары тела гипсометрически разорваны на 200–800 м. Есть основания предполагать, что зернистые породы аналогичного состава должны залегать и на больших глубинах. Таким образом, магматизм островов проявился как в вулканической, так и в плутонической фации, а его производные формируют вулканоплутоническую ассоциацию.

Петрографическое изучение показывает, что кристалло-гравитационное фракционирование не являлось ведущим механизмом дифференциации исходных расплавов. В самом деле, нами задокументировано несколько разрезов последовательно залегающих потоков: разрез горы Верде (о-в Сан-Висенти), разрез горы Грациоза (о-в Сантьягу), разрез докальдерного комплекса (о-в Фогу). Во всех случаях потоки различаются не только количеством вкрапленников, но и морфологией, размером, составом (для клинопироксенов это устанавливается, в частности, по окраске). Выявляется различие в составе, в размерах порфириковых выделений из потоков и их интрузивных аналогов. Отсутствие общих "сквозных" фаз в последовательных потоках, разнофациальных аналогов пород противоречит представлениям о существовании в исходном расплаве в дозруптивную стадию "интрателлурических" кристаллов, необходимых для осуществления кристалло-гравитационной дифференциации.

В то же время ряд наблюдений свидетельствует о формировании минералов пород *in situ*, на месте становления пород. Так, в дайковых телах устанавливается увеличение размеров и количества порфириковых выделений в направлении от контакта. При этом ширина афировых зон, как правило, выше в маломощных залежах.

В шаровых обособлениях (пиллоу) лампрофириковых даек и силлов (о-в Маю) в направлении от контакта внутрь шаров прослеживается усложнение структурного рисунка. Акристалличная и афировая в эндоконтакте порода сменяется порфириковой, насыщенной выделениями скелетообразного плагиоклаза.

Признаком кристаллизации порфириковых выделений *in situ* является и наличие в последних кристаллических компонентов основной массы. В частности, в пироксеновых выделениях базальтов обнаруживаются микролиты плагиоклаза, порфириковые кристаллы плагиоклаза трахитов насыщены микролитами пироксена и сфена, широко распространенными в основной массе породы; в нефелиновых мелилитах (о-в Маю) микролиты пироксена, мелилита включаются в нефелиновые кристаллы, достигающие размерности порфириковых выделений.

Отметим также, что в общем случае намечается корреляция между общим содержанием минерала в породе (во вкрапленниках и в основной массе) и размерностью порфириковых выделений. Указанные соотношения легче объяснимы, если предположить, что кристаллизация обеих генераций минерала происходит в одинаковых условиях высокой концентрации компонентов, слагающих данную фазу. В результате осуществляется не только образование большого объема фазы, но и формирование самостоятельных крупных кристаллов.

Содержание минерала в некоторых случаях определяет и структурные соотношения в породе. Так, в порфириковой дайке оливинового пироксенита при относительно высокой концентрации оливина (о-в Маю) проявлена разновидность афанитовой структуры, в которой роль цементирующей фазы выполняет не пироксен, а оливин. Отметим также наблюдения, характерные для многих обогащенных пироксеном пород. Здесь зачастую отмечается зональность кристаллов, выражающаяся в появлении бурого-фиолетовых внешних зон. Подобная зональность, обусловленная, по-видимому, последовательным обогащением внешних зон титаном, проявлена как в порфириковых выделениях, так и в более мелких по размеру генерациях. Это говорит, на наш взгляд, о том, что порфириковые выделения формировались в тех же условиях, что и кристаллические компоненты основной массы, *in situ*.

Петрографическое изучение свидетельствует в то же время о проявлении в магме предкристаллизационной жидкостной дифференциации. Так, при описании лампрофириров отмечались микробообособления шаровой формы, обычно имеющие размытые границы

Таблица 2  
Химический состав карбонатитов о-вов Зеленого Мыса

Компонент	Образцы							
	1	2	3	4	5	6	7	
	8-Z	9-Z	11-Z	12-Z	13-Z	13-Z	14-Z	
SiO <sub>2</sub>	1,18	1,59	0,42	0,35	0,62	4,49	1,80	
TiO <sub>2</sub>	Следы	0,13	0,13	He обн.	0,05	0,51	0,18	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	He обн.	0,40	0,20	"	He обн.	1,55	0,50	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,03	3,83	3,85	1,80	2,85	17,70	3,85	
FeO	He обн.	He обн.	0,27	1,44	1,17	He обн.	He обн.	
MnO	0,75	1,03	0,60	0,89	0,98	0,98	1,05	
MgO	18,03	15,22	16,61	17,33	17,80	10,50	16,47	
CaO	30,76	33,01	31,15	31,55	29,69	26,45	30,77	
Na <sub>2</sub> O	0,22	0,30	0,15	0,14	0,23	0,20	0,18	
K <sub>2</sub> O	0,04	0,08	0,03	0,017	0,04	0,42	0,09	
SrO	0,12	0,18	0,10	0,09	0,10	0,13	0,13	
BaO	0,70	0,19	2,14	1,16	1,24	1,80	1,12	
ZnO	0,01	0,02	0,03	0,07	0,07	0,05	0,02	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,41	0,81	0,93	0,42	0,25	0,93	0,59	
F <sub>2</sub>	0,05	0,15	0,13	0,20	0,38	0,17	0,10	
S <sub>общ</sub>	0,17	0,18	0,55	0,40	0,36	0,51	0,28	
CO <sub>2</sub>	42,07	40,29	41,38	42,83	42,54	29,81	40,89	

Примечания. 1-14 - о-в Сантьягу: 1-9 - район Понта Марейра, 10 - район горы Монта-Коста, 11-14 - район р. Рибейра-де-Барко; 15 - о-в Фогу. Анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории Геологического института АН СССР; аналитики Г.Ф. Галковская, Г.И. Карасева.

и сложенные веществом отличного от вмещающей породы состава и структуры. Состав обособлений при этом соответствует составу лампрофировых же разновидностей. Как правило, эти обособления ассоциируют с карбонатом.

В большей части потоков фиксируются лейкократовые обособления, сложенные в разных случаях агрегатами зерен нефелина, либо калишпата, либо плагиоклаза, либо плагиоклаза с калиевым полевым шпатом либо зерен анальцима с включенными в них тончайшими иголочками пироксена.

Подобные же агрегаты слагают и зерна - микролиты пироксена. Наряду с обособленными зернами наблюдаются агрегаты, постепенно переходящие в основную массу. Напротив, некоторые порфиновые выделения пироксена проявляют под микроскопом гранулированную внутреннюю структуру и выглядят как плотный агрегат одинаково ориентированных зерен - микролитов. Подобная гранулированная структура наблюдается и в некоторых вкрапленниках оливина. Зачастую в таком случае в едином кристалле наблюдаются, кроме гранул оливина, еще и микровыделения рудного минерала. Аналогичными им выделениями обогащены и прилегающие непосредственно к кристаллу области основной массы. Тенденция к агрегированию одноименных фаз прослеживается также в полнокристаллических породах и выражается в появлении такситового строения, обусловленного сегрегацией зерен пироксенового, роговообманкового и оливинового состава.

Наконец, в изученных магматических породах отмечаются прожилки, выполненные минералами, слагающими здесь же и порфиновые выделения. В частности, в пироксеновом пикрите (о-в Сантьягу) подобный прожилок сложен титан-авгитом и прослеживается от одного порфинового выделения того же состава к другому. В прожилке

## Образцы

8	9	10	11	12	13	14	15
15-Z	19-Z	22-Z	25-Z	26-Z	27-Z	28-Z	111-Z
2,15	4,08	2,98	1,73	1,73	1,45	5,06	4,22
Не обн.	0,25	Следы	0,05	0,23	Следы	0,53	0,10
"	1,30	0,40	Не обн.	0,40	0,35	0,65	0,90
57,25	1,25	3,60	0,30	2,03	0,85	4,30	2,08
Не обн.	0,27	Не обн.	0,09	0,18	0,09	0,63	0,18
5,40	0,47	2,00	0,31	0,23	0,16	0,20	0,18
2,50	1,50	9,90	0,80	1,68	1,25	2,25	1,45
12,76	48,42	41,43	52,47	50,44	52,03	46,38	49,56
0,31	0,16	0,07	0,08	0,11	0,08	0,23	0,19
0,04	0,45	0,093	0,013	0,24	0,093	0,31	0,51
0,09	0,45	0,31	1,32	0,99	0,99	0,92	0,99
0,22	0,74	0,80	0,10	0,07	0,06	0,06	0,07
0,13	0,02	0,08	0,01	0,01	Не обн.	0,11	0,02
1,17	1,36	0,22	0,03	4,15	5,10	8,36	3,21
0,17	0,10	12,13	Не обн.	0,23	0,18	0,30	0,14
0,06	0,15	0,17	0,04	Не обн.	Не обн.	0,01	Не обн.
11,07	36,96	28,88	42,18	36,87	37,06	29,61	36,31

выделяются два зерна минерала, форма которых целиком обусловлена поверхностью стенок трещины.

В измененных лейкобазальтах, слагающих шары из низов разреза о-ва Маю, прожилки выполняются агрегатом зерен плагиоклаза (олигоклаз-андезин) с единичными кристаллами эпидота. Те же плагиоклазы формируют скелетообразные кристаллы внутри вариолитовых обособлений в породе.

Для всех названных особенностей структурной позиции породообразующих минералов обнаруживаются эквивалентные явления и при изучении низкотемпературных минералов. Так, анальцим, цеолиты, карбонат обычно образуют обособления поликристаллического строения. При этом в сочетаниях часто видна концентрическая зональность. Следует отметить, что у подобных обособлений не наблюдается подводящих каналов. Эти структурные соотношения соответствуют предположению о кристаллизации агрегатов за счет вещества, обособившегося в расплаве еще на более ранней, высокотемпературной стадии.

О происхождении первичных расплавов, генерировавших магматические породы о-вов Зеленого Мыса, можно судить не только по петрохимическим и геохимическим данным, но и по результатам изучения глубинных ксенолитов. В вулканических породах островов достаточно широко распространены нодулы крупнокристаллического сложения. Они наблюдались нами на островах Сантьягу, Сан-Висенти и Маю. Их размер колеблется от долей сантиметра до 10–20 см, форма их, как правило, округлая, реже угловатая. Чаще всего они встречаются в брекчиях с карбонатным цементом, реже в лавовых потоках и дайках. Их состав и генетическая природа различны. Судя по идентичности минерального состава нодулей, распространенных в лавах и дайках, и порфи-

Таблица 3  
Средний химический состав изверженных пород  
о-вов Зеленого Мыса [Gunn, Watkins, 1976]

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	56,30	53,58	50,32	44,93	44,98	44,54	43,25	42,86	43,27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,30	21,74	19,04	18,74	15,75	15,17	14,08	13,91	13,30
TiO <sub>2</sub>	0,50	1,24	2,65	2,70	3,71	4,21	4,33	4,07	3,85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,09	5,44	8,13	10,20	12,18	12,64	13,73	13,24	13,29
MnO	0,19	0,17	0,20	0,24	0,21	0,19	0,18	0,19	0,18
MgO	0,42	1,39	2,51	3,48	4,65	5,46	6,60	7,54	8,44
CaO	2,05	3,99	6,69	9,39	10,28	11,32	12,45	12,80	13,20
Na <sub>2</sub> O	9,48	7,40	6,76	7,22	5,04	4,02	3,21	3,59	2,85
K <sub>2</sub> O	5,55	5,12	3,21	2,25	2,13	1,40	1,29	0,98	0,97
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	0,20	0,50	0,84	1,07	1,05	0,86	0,82	0,65
С у м м а	99,98	100,27	100,01	99,99	100,00	100,00	99,98	100,00	100,00
Cr	4,0	4,0	25,2	12,7	38,7	51,0	109,4	199,3	331,9
Co	32,0	28,4	41,0	38,8	50,7	49,7	60,2	65,8	70,8
Ni	10,5	8,9	28,8	15,2	31,1	44,1	79,5	112,6	171,3
Cu	4,9	5,0	24,3	36,4	45,8	69,1	94,7	78,1	83,0
Ga	30,0	24,1	24,2	22,2	21,7	21,6	20,1	19,6	18,5
Rb	192,7	117,0	76,3	75,6	50,9	40,7	33,1	35,1	32,7
Sr	828,8	1346,9	1683,6	2714,0	1407,8	1417,8	1041,1	1055,2	925,3
Ba	749,2	1181,8	912,8	962,4	698,9	711,2	501,5	524,0	496,2
Pb	10,3	5,5	3,7	4,5	1,7	0,8	0,4	0,5	0,3
Th	24,3	14,4	13,5	11,4	712,0	412,0	1,1	3,0	1,6
n	6	3	1	3	8	7	12	13	10

Примечание. Анализы систематизированы в порядке увеличения содержания MgO. Усреднились анализы с содержанием MgO в интервале 1%. Содержание окислов главных элементов — в %, редких — в г/т; n — число анализов.

ровых выделений вмещающих их пород, можно говорить об автохтонности подобных нодулей.

В карбонатных брекчиях широко представлены нодули двух типов — габбровые и мельтейгитовые. Габбровые нодули сложены зеленым авгитом, апатитом, сфеном и ильменитом, погруженными в маскелинитовое стекло. У кристаллов пироксена отмечаются признаки плавления граней. Мельтейгитовые нодули также были подвержены температурному воздействию. В большинстве случаев нефелин в них анизотропируется, а иногда и плавится, с образованием везикулярного стекла. Кроме того, встречаются нодули, отвечающие по составу пироксеновому горнблендиту, содержащему биотит, сфен, апатит, титаномагнетит и плагиоклаз. Количественные и структурные соотношения пироксена и бурой роговой обманки в таких нодулях различны. В разных случаях они позволяют предполагать относительно раннее формирование как пироксена, так и роговой обманки. Признаки плавления в нодулях этого типа обычно отмечаются при наличии в них лейкократовых минералов. Иногда обнаруживается стекло на границе пироксен—роговая обманка. По-видимому, все описанные выше нодули являются производными первичного расплава и не представляют собой реликтов магмагенерирующего субстрата. Действительно, породы нодулей не относятся к категории ультраосновных, а именно последние, по общепринятым представлениям, слагают верхнюю мантию. Кроме того, наблюдаемые в нодулях продукты плавления никак не отвечают наиболее распространенным на островах типам пород.

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
44,20	43,19	41,84	41,36	39,57	41,12	38,99	38,98	38,93	39,35	42,60
13,05	12,41	11,41	11,88	10,65	10,27	10,38	9,60	8,33	7,78	7,14
3,45	3,73	3,77	3,37	3,89	3,64	3,94	3,45	3,32	3,31	2,68
13,31	13,47	14,07	13,05	13,16	12,97	13,82	13,11	13,33	13,53	13,26
0,17	0,18	0,18	0,19	0,18	0,18	0,20	0,19	0,20	0,18	0,16
9,57	10,37	11,54	12,38	13,72	14,38	15,27	16,34	19,50	20,21	20,71
12,21	12,59	13,06	13,38	14,37	13,44	13,69	13,53	12,71	12,64	11,96
2,54	2,69	2,75	2,75	2,45	2,12	2,18	2,81	2,04	1,66	0,71
0,86	0,73	0,58	0,85	1,09	1,19	0,79	1,21	1,06	0,88	0,49
0,63	0,63	0,81	0,80	0,92	0,68	0,82	0,77	0,57	0,47	0,29
99,99	99,99	100,01	100,01	100,00	99,99	100,08	99,99	99,99	100,01	100,00
396,2	473,7	440,9	417,9	486,2	637,2	474,1	621,1	768,9	984,0	1392,3
79,6	72,2	82,7	67,3	76,9	76,3	77,5	76,5	91,5	101,9	111,1
200,3	242,6	257,3	258,4	310,1	362,6	368,5	422,3	538,4	650,3	659,7
73,9	73,3	71,4	68,8	70,2	76,0	83,7	78,1	58,4	50,6	44,5
17,0	17,7	16,5	15,4	14,9	15,7	15,5	14,4	13,4	13,1	11,2
20,6	18,1	18,2	15,5	27,8	21,5	14,6	30,1	25,1	21,9	9,9
813,6	884,0	895,3	804,2	1058,4	637,5	1162,5	943,1	663,9	579,3	297,4
483,5	475,5	416,3	497,0	433,9	350,3	519,0	458,5	323,6	273,3	131,3
0,2	1,0	0,4	1,2	0,2	2,6	1,9	0,9	4,3	0,0	0,0
0,7	3,4	1,9	3,5	1,3	4,7	2,8	3,8	1,4	0,0	0,0
10	14	7	10	5	2	2	2	1	1	1

В то же время Дж. Клерксом и П. де Пайпом [Klerkx et al., 1974] описаны ультраосновные нодулы, обнаруженные в некке на севере о-ва Сал. Доминирует здесь лерцолит, но есть породы, переходные к гарцбургитам и верлитам. В порядке уменьшения содержания в ксенолитах отмечаются оливин ( $Fe_{0,5-0,6}$ ), энстатит ( $En_{90-95}$ ), диопсид ( $2V=57-61^\circ$ ) и зональная шпинель. Все минералы в нодулах содержат включения жидкости и  $CO_2$ . Признаки плавления наблюдаются как на границе, так и внутри нодулей. Внутри нодулей реликты селективного плавления отмечаются на границе кристаллов оливина и энстатита, а также шпинели и энстатита. Внутри остаточных стекол плавления развиваются оливин, диопсид (высокохромистый) и удлинённые газовые пузыри. Такие нодулы рассматриваются авторами как ксенолиты мантийного субстрата, слагающего зоны генерации первичного расплава.

#### ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Наиболее полные результаты геохимического изучения вулканических пород остров приведены Б.М. Гунном и Н.Д. Уоткинсом [Gunn, Watkins, 1976]. Эти данные выявляют наличие согласованных трендов изменения важнейших породообразующих и редких элементов в зависимости от индекса дифференциации, что, как и петрографические исследования, свидетельствует о комагматичности пород, развитых на разных островах архипелага, и о сходстве их петрогенезиса (рис. 4). Рассмотрение

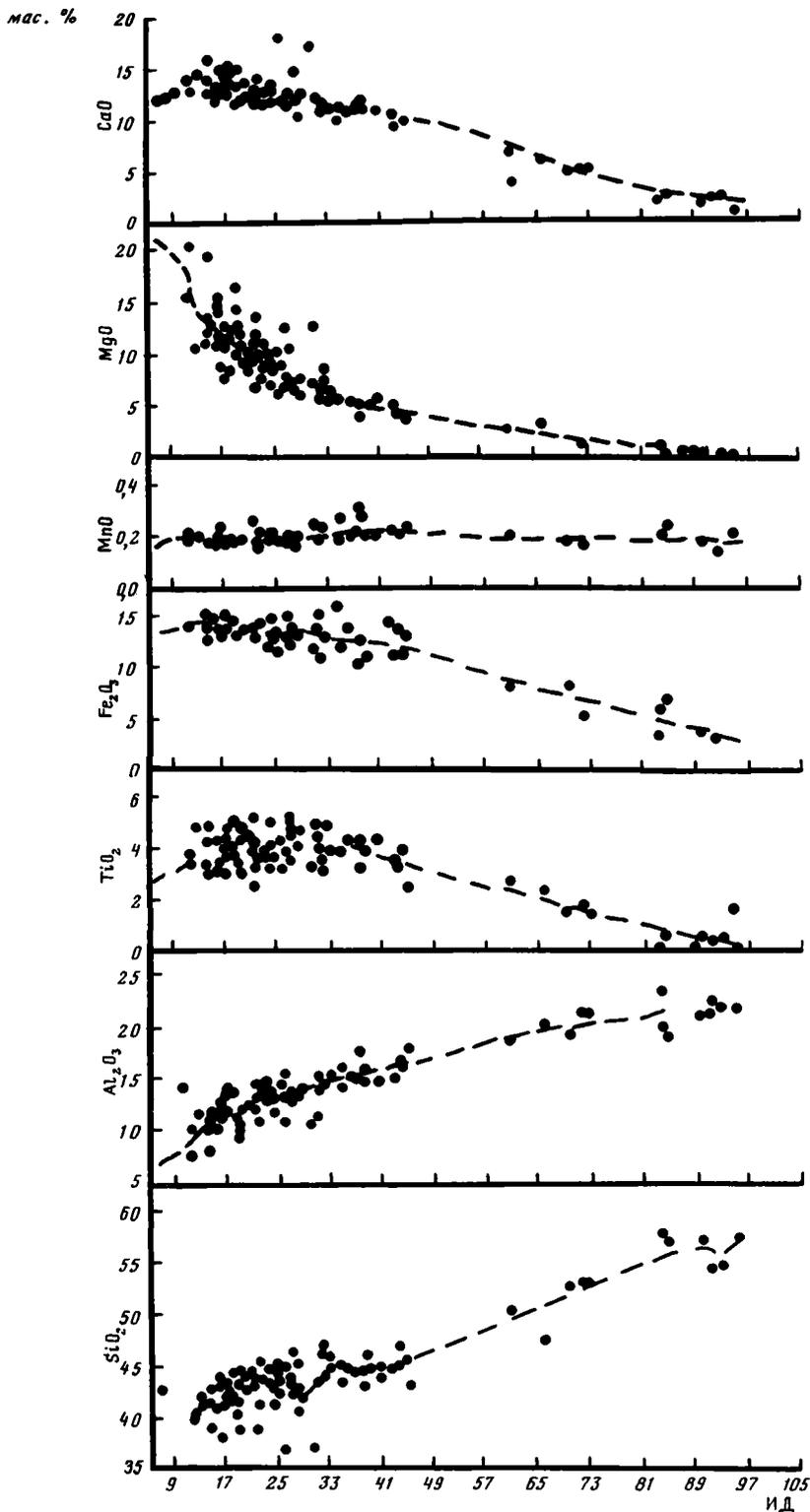
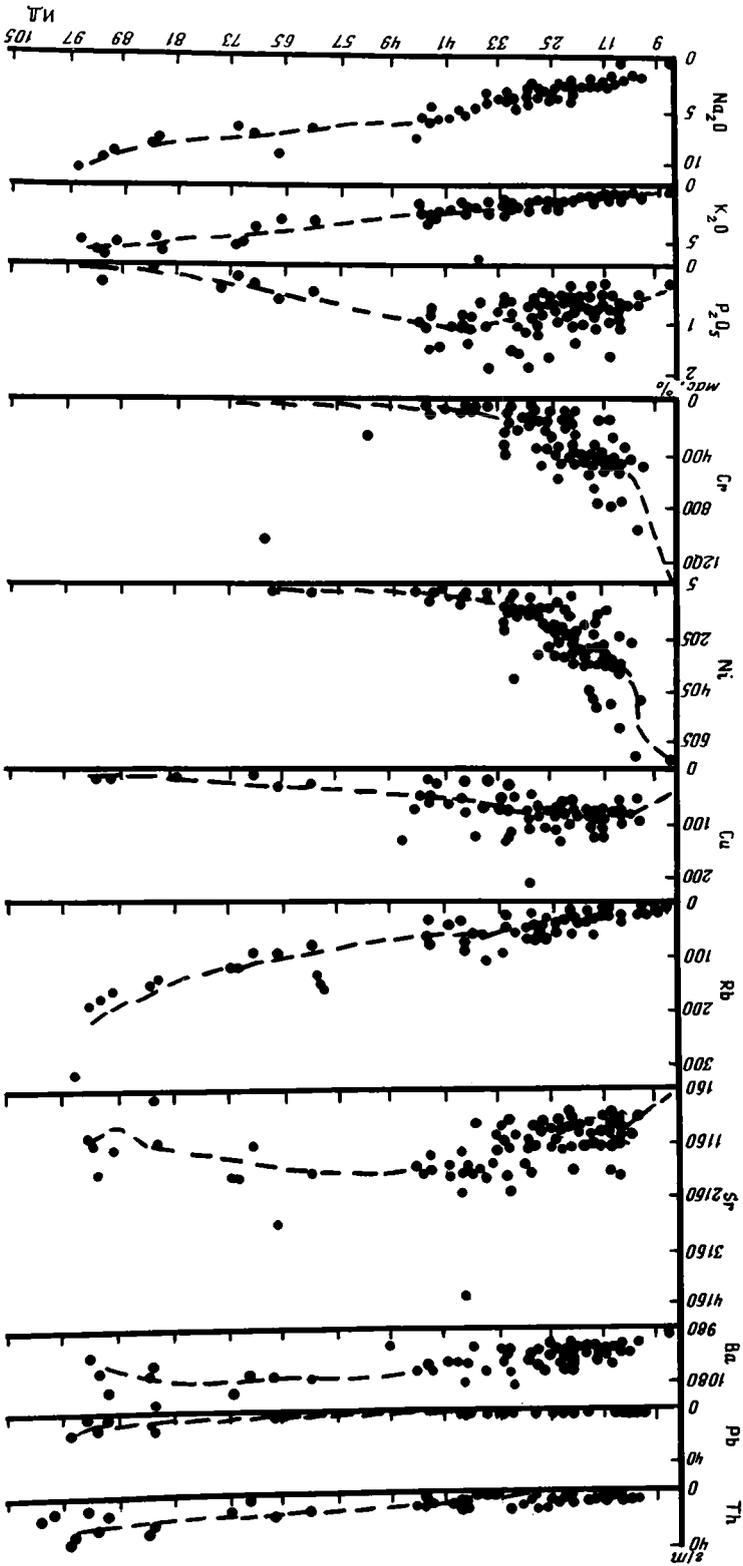


Рис. 4. Вариационная диаграмма для главных породообразующих и некоторых редких элементов  
ИД – индекс дифференциации



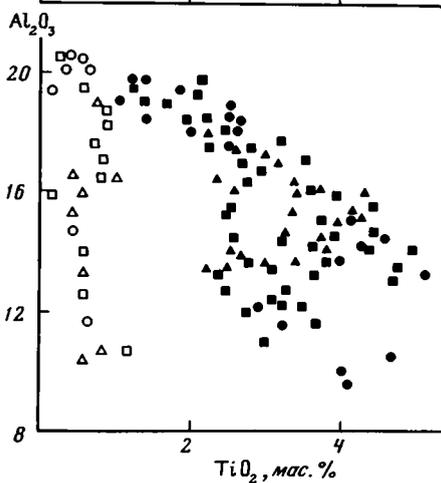
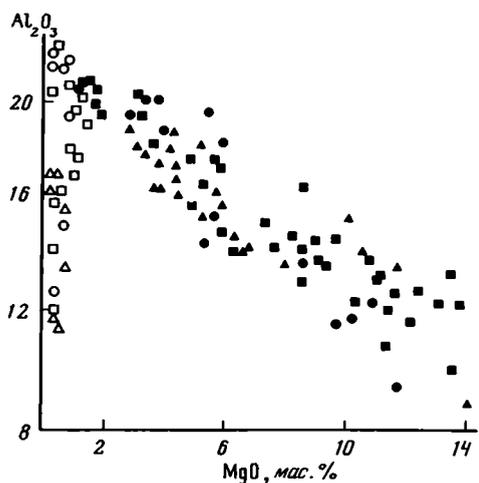
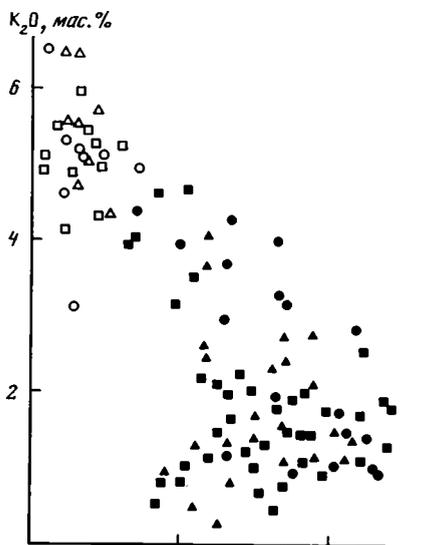
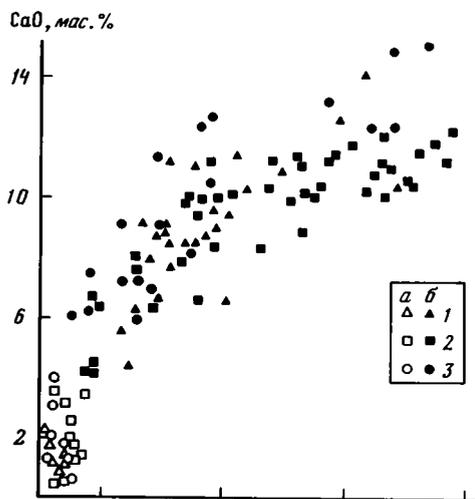


Рис. 5. Двухкомпонентные вариационные диаграммы CaO–MgO и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–MgO

1 – Азорские острова; 2 – Канарские острова; 3 – о-ва Зеленого Мыса (а – кислые по кремнекислотности дифференциаты; б – основные)

Рис. 6. Двухкомпонентные вариационные диаграммы K<sub>2</sub>O–TiO<sub>2</sub> и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–TiO<sub>2</sub>

Условные обозначения см. на рис. 5

некоторых двухкомпонентных вариационных диаграмм (CaO–MgO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–MgO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–TiO<sub>2</sub> и K<sub>2</sub>O–TiO<sub>2</sub>) показало, что общая петрохимическая характеристика вулканических пород о-вов Зеленого Мыса сходна с аналогичной характеристикой Канарских и Азорских островов (рис. 5, 6). Из этих диаграмм видно, что основным (по кремнекислотности) дифференциатам свойственно наличие достаточно сильной обратной корреляционной зависимости между концентрациями Al и Mg, Al и Ti, K и Ti. Для Ca и Mg характерна прямая корреляционная зависимость. В то же время для кислых (по кремнекислотности) дифференциатов концентрации рассматриваемых элементов не обнаруживают практически никакой корреляционной зависимости. Однако некая часть кислых дифференциатов укладывается в геохимический тренд основных дифференциатов. Наличие двух самостоятельных геохимических трендов с общими полями части фигуративных точек свидетельствует, с одной стороны, о комагматич-

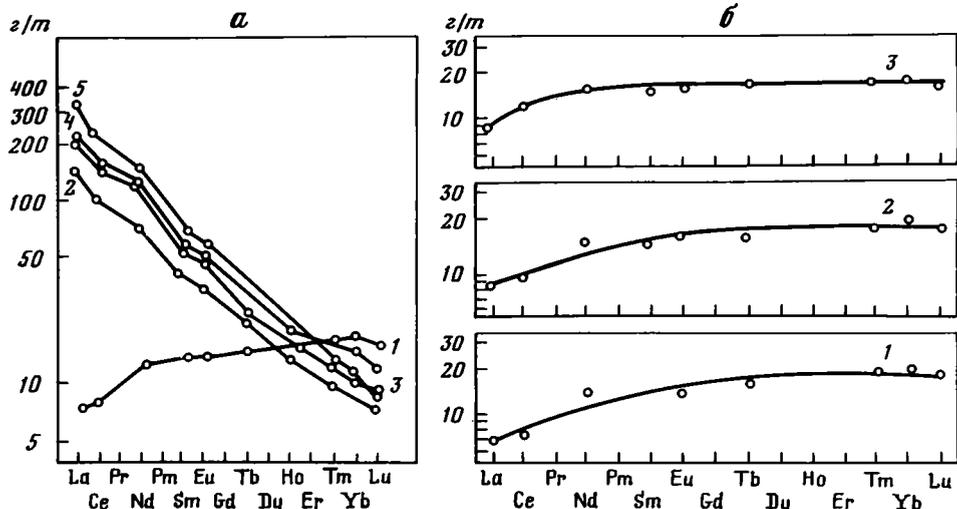


Рис. 7. Содержания редкоземельных элементов, нормированные по хондритам  
*а* – в некоторых типах вулканических пород о-вов Зеленого Мыса (по данным [Klerkx, Paere, 1976]): 1 – толеиты, 2 – щелочные оливиновые базальты, 3 – базальтоиды, 4 – гавайиты, 5 – нефелиниты, меллититы  
*б* – в толеитовых базальтах: 1 – Жоао (о-в Маю), 2 – Рибейра де Жоао (о-в Маю), 3 – срединно-океанического хребта

ности дифференциатов, а с другой – о различных путях дифференциации первичного магматического расплава.

Геохимия толеитовых базальтов из основания разреза о-ва Маю отличается от геохимии субщелочных и щелочных кайнозойских вулканитов (табл. 3, 4 и рис. 7). Обращают на себя внимание относительно низкие содержания Ti, P и иной характер распределения редкоземельных элементов.

Экспериментальные разработки хондритовой модели образования Земли показали,

Таблица 4  
 Химический состав базальтов (мас. %) из формации древнейших пиллоу [Paere et al., 1974]

Компонент	Образцы						
	72/25	72/27	72/88	72/98	72/135	72/136K	72/137
SiO <sub>2</sub>	48,32	48,76	48,21	49,79	45,22	49,73	52,34
TiO <sub>2</sub>	1,28	1,21	1,18	1,47	1,47	1,38	1,30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,90	14,02	14,75	14,69	13,15	13,66	13,52
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,18	3,97	1,48	3,92	7,00	4,59	3,79
FeO	6,60	7,28	7,83	7,11	5,28	6,30	4,84
MnO	0,17	0,19	0,15	0,12	0,17	0,19	0,15
MgO	7,64	7,91	6,69	5,33	5,18	4,68	4,06
CaO	11,66	10,49	11,51	10,81	11,26	12,48	9,93
Na <sub>2</sub> O	2,40	3,05	3,17	3,88	4,52	4,09	5,13
K <sub>2</sub> O	0,09	0,15	0,54	0,50	0,50	0,48	0,26
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,32	2,55	2,91	1,58	5,18	2,13	3,23
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1,46	0,85	0,65	0,35	0,70	0,35	0,70
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,10	0,08	0,12	0,16	0,15	0,12
Сумма	99,14	100,53	99,15	99,67	99,79	100,21	99,37

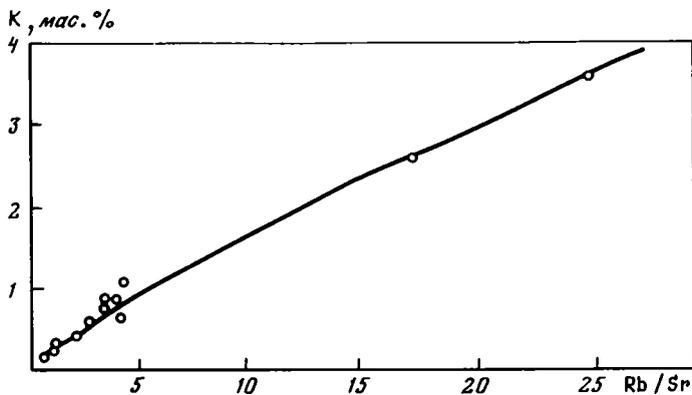


Рис. 8. Вариационная диаграмма K–Rb/Sr для вулканических пород о-вов Зеленого Мыса (по данным [Klerkx et al., 1974])

что из геохимических данных наиболее информативными в вопросе об источнике могли являться данные о содержании редкоземельных элементов, щелочей, Rb, Sr и изотопии последнего. Дж. Клеркс и др. [Klerkx et al., 1975; Klerkx, De Paere, 1976] выявили близость редкоземельной характеристики пород, залегающих в основании островов, и содержания редкоземельных элементов в толетовых базальтах срединно-океанических хребтов. Это позволяет с уверенностью предположить, что вулканические породы основания островов являются типично океаническими (рис. 8).

В некоторых разностях щелочных пород островов определены концентрации Sr, Rb, щелочных элементов. Установлено, что отношение K/Rb существенно меньше, чем в океанских базальтах и щелочных базальтах других островов. Отношение Rb/Sr оказывается наиболее высоким в относительно дифференцированных нефелиновых сиенитах, но в общем меньшим, чем в щелочных базальтах других океанских островов. Это отношение, как видно на рис. 6, обнаруживает неплохую корреляцию с содержанием K. Изотопный состав Sr, в том числе и для карбонатов, оказывается удивительно постоянным и перекрывает вариации состава Sr в океанических толетовых базальтах, оставаясь в общем более низким, чем в большинстве базальтоидных пород других океанских островов. По своему значению они наиболее близки к нефелинитам. В соответствии с этим высказывается предположение, что породы щелочного ряда, слагающие постройки островов, генерировались единым исходным очагом нефелинитового состава с определенным изотопным отношением Sr. Со своей стороны добавим, что постоянство отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в различных дифференциатах не отвечает модели кристаллизационной дифференциации. В соответствии с экспериментальными работами Д. Грина и А. Рингвуда [Green, Ringwood, 1967], нефелинитовая магма генерируется частичным плавлением перидотитовой мантии с флогопитом на глубине 70–100 км. Меньшая, чем в верхних зонах мантии, величина отношения Rb/Sr указывает на то, что мантийный субстрат, вовлекавшийся в плавление, содержал в своем составе и гранат.

Таким образом, в магматической истории о-вов Зеленого Мыса можно выделить два крупных этапа. С первым, ранним, этапом связано формирование вулканического основания океанского дна с трещинным проявлением вулканизма и подводным излиянием базальтов толетовой серии. Первичные расплавы формировались в лерцолитовой зоне верхней мантии на глубинах 20–30 км. Вулканизм проявлялся в условиях тангенциального растяжения коры. Со вторым, основным, этапом связано формирование островного поднятия с проявлением субщелочного и щелочного базанитового вулканизма центрального типа. Первичные расплавы формировались на глубинах около 100 км в зоне верхней мантии, сложенной гранатовым перидотитом, в условиях сложных геодинамических обстановок с преобладанием тангенциального сжатия коры и увеличения ее мощности.

- Assungão C.F.T. de, Machado F., Serralheiro A.* New investigations on the geology and volcanism of the Cape Verde Islands // Pap. XXIII Intern. geol. congr. Prague, 1968. Vol. 2. P. 9–16.
- Dash B.P., Ball M.M., King G.A.* et al. Geophysical investigation of the Cape Verde archipelago // *Ibid.* 1976. Vol. 81, N 29. P. 5249–5259.
- Green D.H., Ringwood A.E.* The stability fields of aluminous pyroxene peridotite and garnet peridotite and their relevance in upper mantle structure // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1967. N 3. P. 151–160.
- Grough S.T.* Geoid height anomalies over the Cape Verde Rise // *J. Geophys. Res.* 1982. Vol. 5, N 3. P. 263–271.
- Gunn B.M., Watkins N.D.* Geochemistry of the Cape Verde Islands and Fernando de Noronha // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1976. Vol. 87, N 8. P. 1089–1100.
- Klerkx J., Deutsch S., Paepe P. de.* Rubidium, strontium content and strontium isotopic composition of strongly alkalic basaltic rocks from the Cape Verde Islands // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1974. Vol. 45. N 2. P. 107–118.
- Klerkx J., Paepe P. de.* The main characteristics of the magmatism of the Cape Verde Islands // *Ann. Soc. géol. Belg.* 1976. T. 99, fas 2. P. 347–357.
- Mitchell-Thome R.C.* Geology of the middle Atlantic Islands. Berlin: Borntraeger, 1976. 382 p.
- Paepe P. de, Klerkx J.H., Plinke P.* Oceanic tholeiites on the Cape Verde Islands: petrochemical and geochemical evidence // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1974. Vol. 22, N 4. P. 347–354.
- Serralheiro A.* Formações sedimentares do Arquipélago de Cabo Verde. Lisbon: Junta Invest. Ultramar., 1968. P. 7–22.
- Serralheiro A., Matos Alves C.A., Rocha Macedo J., Celestino Silva L.* Note preliminarre sur la geologie de l'île de Boa Vista (Cap Vert) // *Carcia orta. Ser. géol.* 1974. Vol. 1, N 3. P. 53–60.
- Stillmarn C.J., Furnes H., Le Bas M.J.* et al. The geological history of Maio, Cape Verde Islands // *J. Geol. Soc. London.* 1982. Vol. 139, N 3. P. 347–361.
- Sundvik M., Larson R.L., Detrick R.S.* Rough-smooth basement boundary in the western North Atlantic basin evidence for a seafloor-spreading origin // *Geology.* 1984. Vol. 12, N 1. P. 31–34.

УДК 551.24 (729.1)

А.А. МОССАКОВСКИЙ, Г.Е. НЕКРАСОВ, С.Д. СОКОЛОВ

## ТЕКТОНИКА КУБЫ

### ВВЕДЕНИЕ

Изучение тектоники Кубы имеет большое значение для познания тектонической эволюции Карибского региона — обширной современной геосинклиальной области, находящейся на стыке Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов Земли. Такое пограничное положение Карибского региона, в процессе геологического развития которого тесно переплетались тектонические события, свойственные восточному краю Тихоокеанского и западному окончанию Альпийского подвижных поясов, чрезвычайно затрудняет расшифровку закономерностей его геологической истории, но вместе с тем постоянно привлекает внимание к нему крупнейших тектонистов: американских, западноевропейских и советских.

Среди советских прежде всего надо выделить Ю.М. Пушаровского, который более 25 лет возглавляет геологические исследования Академии наук СССР на Кубе и в Карибском регионе в целом и за это время внес значительный вклад в познание тектонического развития этого региона, как, впрочем, и всего Тихоокеанского сегмента Земли [Пушаровский и др., 1967; Пушаровский, 1972; Puscharovskiy, Albear, 1961; и др.]. В последние годы он осуществлял научное руководство работами по созданию первой международной сводной геологической карты Кубы м-ба 1:250 000 [Пушаровский, Моссаковский, 1986] и новой тектонической карты Кубы м-ба 1:500 000, которые подняли на новый, более высокий уровень наши знания о геологии Кубы, резко выделив ее в этом отношении среди других стран Центральной и Южной Америки.

В настоящее время можно считать общепризнанным покровно-складчатое строение Кубы, особенно ее северной зоны, где краевые офиолитовые аллохтоны надвинуты на карбонатные юрские и меловые отложения платформенного типа. Это было

установлено еще в 50–60-х годах американскими [Wassal, 1956; Hatten, 1967; Meyerhoff, Hatten, 1968, 1974; Kozary, 1968; Ducloz, Vuagnat, 1962; Pardo, 1966, 1975], а также швейцарским [Rigassi-Studer, 1963] геологами, а затем подтверждено в 70-х годах советскими и кубинскими геологами-нефтяниками [Шейн и др., 1978; Шейн, Клешев, 1977; Лопес, 1984] в северной прибрежной зоне Кубы и польскими [Piotrowska, 1975, 1976, 1978; Pszczółkowski, 1976], советскими и кубинскими геологами [Книппер, Пуиг-Рифа, 1967; Тектоническая карта Кубы..., 1966; Knipper, Cabrera, 1972; Книппер, 1975; Моссаковский, Альbear, 1978] в провинциях Пинар-дель-Рио и Гавана.

Одновременно была разработана детальная структурно-формационная зональность юрских и меловых отложений Кубы [Чехович, 1966; Адамович, 1967; Пушаровский и др., 1967; Худoley, 1968; Шейн и др., 1978; Rutten, 1936; Wassal, 1956; Ducloz, Vuagnat, 1962; Khudoley, 1967; Khudoley, Meyerhoff, 1971; Kusnetzov et al., 1977; Furgazola-Bermudes et al., 1978; Kantchev et al., 1978; Pszczółkowski, 1976, 1978, 1982; и др.], послужившая основой для всех последующих тектонических и геолого-эволюционных моделей истории развития Кубы.

Очень большое значение для выяснения важнейших черт тектонической структуры и эволюции Кубы имели исследования офиолитового комплекса, выполненные А.Л. Книппером [Книппер, 1975; Книппер, Пуиг-Рифа, 1967; Knipper, Cabrera, 1972, 1974] и М. Козари [Kozary, 1978], и мезозойских метаморфических пород — М.Л. Соминым и Г. Мильяном [Сомин, Мильян, 1972, 1974, 1976, 1981], а также Г.Е. Некрасовым и С.Д. Соколовым [Моссаковский и др., 1986].

Наконец, очень важную роль в понимании истории становления земной коры Кубы сыграли геофизические исследования — гравиметрические [Soloviev, Skidan, Skidan et al., 1964], магнитометрические [Soloviev, Skidan, Pankratov et al., 1964] и сейсмологические [Щербакова и др., 1977; Бовенко и др., 1978, 1979], а также результаты комплексной их интерпретации [Марков и др., 1967; Шапошникова, 1974; Шейн и др., 1978; Лопес, 1984; Буш, Щербакова, 1986; Мара Tectonico de Cuba, 1984].

Все эти материалы были критически рассмотрены и обобщены при составлении новой тектонической карты Кубы м-ба 1:500 000 (главный редактор Ю.М. Пушаровский), в работе над которой, помимо авторов данной статьи, активное участие принимали кубинские (М. Итурральде-Винент, Р. Кабрера, Х. Оро, Р. Флорес, Ф. Формель и др.), болгарские (И. Баянов, И. Канчев, В. Костадинов, М. Хайдутев) и польские (А. Пщулковский) геологи. Эта тектоническая карта, а также Международная геологическая карта Кубы м-ба 1:250 000 явились той основой, на которой зародились и получили подтверждение основные тектонические выводы и положения, излагаемые ниже.

## ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ КУБЫ

В современной структуре Кубы четко выделяются два главных структурных яруса: мезозойское—раннетретичное (альпийское) покровно-складчатое сооружение (в качестве нижнего яруса) и перекрывающий его позднекайнозойский осадочный чехол (верхний ярус). Каждый из этих ярусов характеризуется отличным, свойственным только ему структурным планом, разной степенью дислоцированности комплексов пород и особыми типами внутренних структурных элементов.

Покровно-складчатое сооружение, выступающее в роли фундамента по отношению к осадочному чехлу, обладает сложным внутренним строением. Оно распадается на целый ряд тектонических зон и суперзон с различным формационным составом мезозойских и раннепалеогеновых отложений, с разным возрастом и стилем тектонических деформаций, по-разному и неоднократно проявленных, наконец, с разной тектонической природой и происхождением.

Традиционно (Л. Руттен, Ж. Пардо, А. Меерхоф и Ч. Хаттен, М. Козари, П. Броннман, Ю.М. Пушаровский, А.Л. Книппер, В.С. Шейн, И. Канчев и др.) в структуре Кубы выделяется несколько крупных суперзон (рис. 1), протягивающихся, за редким исклю-

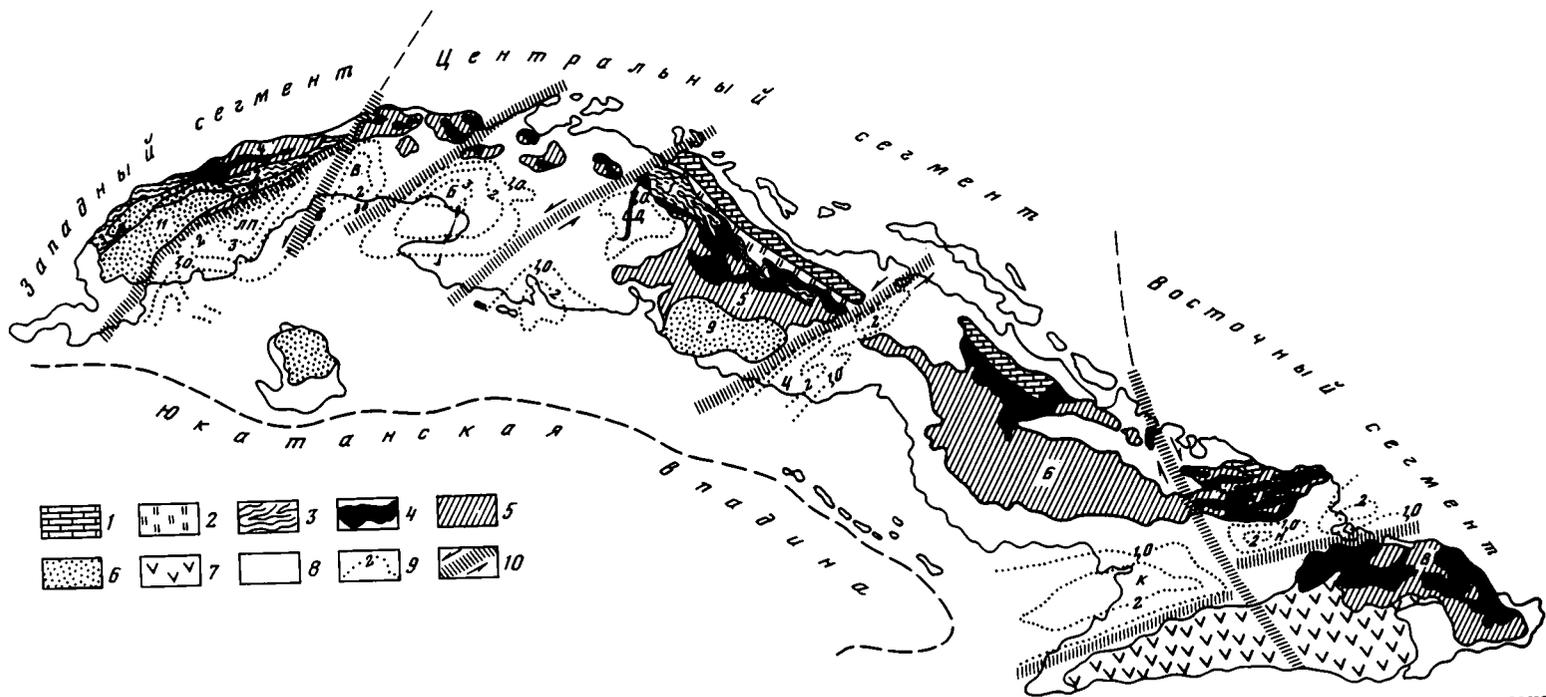


Рис. 1. Тектоническая схема Кубы

1-7 - зоны альпийского покровно-складчатого сооружения. Структурно-формационные зоны: 1-3 - Северная миогеосинклиальная суперзона (Северо-Американская континентальная окраина): 1 - шельф и внутриконтинентальные прогибы (зоны Ремедьос и Кайо-Коко), 2 - континентальный склон (зона Камахуани), 3 - континентальное подножие (цифры на схеме - зоны: 1 - Пласетас, 2 - Северная зона Сьерра-дель-Росарио, 3 - Эсперанса); 4 - краевые офиолитовые аллохтоны; 5 - Центральная эвгеосинклиальная суперзона - меловая островная вулканическая дуга (зоны: 4 - Байя-Онда, 5 - Саса, 6 - Лас-Тунас, 7 - Аурас, 8 - Нипе-Кристалль-Баракоа); 6 - Южная эпиконтинентальная суперзона - фрагмент Южно-Американской континентальной окраины (зоны: 9 - Эскамбрай, 10 - Южная зона Сьерра-дель-Росарио, 11 - Сьерра-де-лос-Органос и Кангре); 7 - Юго-Восточная суперзона Сьерра-Маэстра - раннепалеогеновая островная вулканическая дуга; 8 - позднекайнозойский осадочный чехол (впадины: ЛП - Лос-Паласьос, В - Вегас, Б - Броа, СД - Санто-Доминго, Ц - Центральная, К - Кауто, Н - Нипе); 9 - изогипсы глубин залегания подошвы позднекайнозойского чехла (км); 10 - позднекайнозойские конседиментационные сбросо-сдвиги

чением, через весь остров с запада на восток: 1) Северная суперзона с миогеосинклинальным типом юрских и меловых отложений и палеоцен-среднеэоценовым возрастом тектонических деформаций, выраженных в виде шарьяжей и складчатых покровов; 2) Центральная суперзона с эвгеосинклинальным типом разреза меловых отложений и широким развитием меловых магматических пород, в том числе офиолитовой серии, испытавших складчатые деформации в кампанском веке позднего мела, после которых произошло внедрение позднемеловых гранитоидов, быстро сменившееся накоплением кампан-маастрихтского и раннепалеогенового молассовых комплексов; 3) Южная суперзона (Эскамбрай, о-в Хувентуд, частично регион Пинар-дель-Рио на западе Кубы), характеризующаяся развитием юрско-меловых эпиконтинентальных терригенных и карбонатных отложений и образовавшихся по ним мезозойских метаморфических комплексов; 4) Юго-Восточная суперзона (Сьерра-Маэстра) с эвгеосинклинальным вулканоплутоническим формационным типом разреза ранне-среднеэоценовых отложений, испытавших складчатые деформации в среднем эоцене, после которых произошло образование средне-верхнеэоценового молассового комплекса.

Каждая из этих суперзон при детальном рассмотрении оказывается состоящей из разнотипных, иногда даже гетерогенных структурных элементов (в том числе и структурно-формационных зон) более высокого порядка (см. ниже), выявление которых стало обоснованным только после завершения геологического картирования Кубы в масштабе 1:250 000 силами ученых Академий наук Кубы, Польши, Болгарии, Венгрии и СССР.

Наряду с продольной зональностью Кубы намечается также определенная изменчивость в строении суперзон по их простиранию, отражающая поперечную сегментацию Кубинской островной дуги.

Позднекайнозойский осадочный чехол плащеобразно перекрывает все тектонические зоны альпийского складчатого сооружения. Граница между этими главнейшими структурными ярусами Кубы во временном отношении является скользящей и проходит в некотором хронологическом интервале — в пределах среднего-верхнего эоцена, несколько поднимаясь или опускаясь по временной шкале в том или ином районе Кубы.

Чехол сложен терригенными и карбонатными, как правило очень слабо дислоцированными, породами второй половины среднего и верхнего эоцена, олигоценовыми, неогеновыми и четвертичными. По данным бурения и сейсмических работ МОВ и МОГТ, мощность позднекайнозойского чехла весьма изменчива и колеблется от первых десятков и сотен метров на склонах крупных поднятий до 3 км и более в глубоких впадинах [Лопес, 1984]. Наиболее крупными являются впадины Лос-Паласьос, Вегас, Броа, Санто-Доминго, Центральная, Кауто, Нипе (см. рис. 1). Они представляют собой типичные конседиментационные структуры, расположение которых контролировалось системой крупных сбросо-сдвигов северо-восточной, реже северо-западной ориентировки, которые разбили Кубинскую островную дугу на ряд блоков или сегментов (см. рис. 1). Большинство этих конседиментационных сбросо-сдвигов имеет левосторонний характер. Сдвиговая природа этих разломов хорошо вычитывается по смещению границ главных структурно-формационных зон в альпийском покровно-складчатом сооружении, а их конседиментационный характер четко выражен в рисунке изогипс глубин залегания подошвы осадочного чехла.

Позднекайнозойское время проявления этих сбросо-сдвигов очевидно [Ituralde-Vinent, Roque Marrero, 1982]. Однако можно думать, что по крайней мере некоторые из них (например, Главный Пинарский на западе или Восточный между впадинами Кауто и Нипе) унаследовали более древние, юрско-меловые поперечные разломы трансформного типа. Основанием для такого заключения могут служить существенные различия в строении, формационном составе и магматизме юрских и меловых комплексов, устанавливаемые по разные стороны от таких поперечных разломов, а также разное время и стиль тектонических деформаций в блоках допозднекайнозойского фундамента, разделенных этими разломами. Например, в Центральном сегменте

Кубы (особенно в зонах Саса и Лас-Тунас) прекрасно выражен продольный пояс поздне меловых гранитоидов, которые практически совершенно отсутствуют (как ножом отрезаны) на Западной Кубе, в зонах Сьерра-де-лос-Органос и Сьерра-дель-Росарио, и на Восточной Кубе, в зонах Аурас и Нипе—Кристалль—Баракоса.

Точно так же на Центральной Кубе в тех же зонах повсеместно проявлена кампанская фаза тектонических деформаций — главная для этих зон, тогда как аналогичные по возрасту и формационному составу юрские и меловые отложения на Западной и Восточной Кубе испытали тектонические деформации гораздо позже — в палеоцене — среднем эоцене. Примеры такого рода можно было бы продолжить.

Основное внимание в данной статье будет обращено на мезозойско-раннетретичное покровно-складчатое сооружение Кубы, в сложной структуре которого запечатлены разновременные и разнотипные коллизионные и субдукционные процессы, обусловленные крупномасштабными тектоническими перемещениями литосферных плит и блоков земной коры. Выяснение складчатой и шарьяжной структуры Кубы во всех возможных деталях, а также познание кинематики и механизма ее образования, несомненно, представляют собой интереснейшую тектоническую задачу. Ее значение трудно переоценить, поскольку это важно и для понимания особенностей формирования современных зрелых островных дуг, типичным примером которых является Куба, и для поисков их аналогов в мезозойских и палеозойских складчатых сооружениях.

Характеристика тектонической структуры Кубы будет дана отдельно по трем главнейшим сегментам островной дуги — Центральному, Западному и Восточному, что представляется удобным и по существу, и в композиционном отношении.

#### ЦЕНТРАЛЬНЫЙ СЕГМЕНТ

Характер тектонических структур и анализ глубинного строения позволяют выделить в поперечном сечении Центрального сегмента Кубы в направлении с севера на юг четыре главных структурных элемента:

1) Северную миогеосинклинальную область (или суперзону), включающую систему структурно-фациальных зон южной окраины Северо-Американского континента, отражающих смену с севера на юг шельфовых карбонатных разрезов глубоководными некомпенсированными карбонатно-кремнистыми осадками;

2) зону Главного офиолитового шва, сопровождающуюся выплеснувшимися на север офиолитовыми аллохтонами;

3) зону Саса с эвгеосинклинальным типом разреза меловых (и, возможно, верхнеюрских) отложений;

4) зону метаморфизованных мезозойских терригенно-карбонатных и вулканогенных толщ массива Эскамбрай и о-ва Хувентуд с выступами в пределах массива Эскамбрай их домезозойского основания.

В пределах Северной миогеосинклинальной области Центральной Кубы практически всеми исследователями вслед за Ч. Дюкло и М. Вюанья [Ducloz, Vuagnat, 1962] выделяются три структурно-формационные зоны: Ремедьос, Камахуани и Плаетас. Наиболее подробное современное описание их дается в работе И. Канчева с соавторами [Kantchev et al., 1978]. Эти исследователи объединяют допозднеэоценовые образования этих зон в два структурных комплекса — автохтонный и аллохтонный.

Автохтонный комплекс представлен шельфовыми карбонатными породами зоны Ремедьос. Эти образования выходят на поверхность на островах и в узкой полосе северного побережья и прослеживаются геофизическими методами далее к югу под перекрывающими их карбонатно-кремнистыми толщами аллохтона. Предположительно, наиболее глубокими частями разреза данной зоны являются ангидриты, гипс, соль и доломиты с прослоями аргиллитов, обнажающиеся в диапирах на северном побережье Центральной Кубы. Они объединяются в формацию Пунта-Алегре. Возрастной интервал ее оценивается триасом — средней юрой. Вышележащая часть разреза (мощность



1000 м) вскрыта глубокими скважинами на островах северного побережья. Она сложена доломитами и ангидритами с прослоями известняков и калькаренитов формации Кайо-Коко. Возраст этих образований поздняя юра — неоком. Они рассматриваются в качестве латеральной части разновозрастных им образований платформенного чехла Багамской плиты [Meyerhoff, Hatten, 1974]. Эвапоритовый комплекс вверх по разрезу сменяется альб-маастрихтскими мелководными мелкозернистыми фораминиферовыми, детритовыми и органогенными известняками, брекчиями и доломитами. В провинции Лас-Вильяс они объединяются в формацию Ремедьос (мощность 3500—4000 м). Аналоги ее в провинции Ольгин получили название формации Гибара.

Образования формации Ремедьос с постепенным переходом перекрываются палеоцен-нижнеэоценовыми карбонатными брекчиями и известняками формации Гранде (мощность 170—530 м), которые, в свою очередь, на юге согласно, а на севере трансгрессивно перекрываются ниже-среднеэоценовыми органогенно-обломочными известняками, карбонатными брекчиями, мергелями и песчаниками формации Кайбарьен (мощность 300 м). Возрастные аналоги ниже-среднеэоценовых отложений в провинции Камагуэй трансгрессивно ложатся непосредственно на образования формации Ремедьос. Средняя часть их, объединяемая в формацию Леска (рис. 2), помимо известняков, содержит прослой красных кремней, верхняя (формация Сенадо) — представлена полимиктовой олистостромой.

Образования автохтона (см. рис. 5) смяты в крупные линейные пологие складки, осложненные продольными разломами и сопровождающими их мелкими приразломными дислокациями. В зоне перекрытия комплексами аллохтона в структуре автохтона появляются сжатые складки и тектонические чешуи.

Аллохтон состоит из двух эшелонированно располагающихся покровов. Нижний, перекрывающий непосредственно образования зоны Ремедьос и занимающий в структуре аллохтона более северное положение, представлен отложениями зоны Камахуани. Низы ее разреза (см. рис. 2) представлены титонскими мелкозернистыми слабоглинистыми, реже детритовыми известняками формации Троча и ее аналогами — формациями Менесес и Колорадо (мощность 300—400 м). С постепенным переходом выше залегает толща некомпенсированных глубоководных карбонатно-кремнистых осадков берриас-сеномана. В ней выделяются берриас-барремские микрозернистые известняки с зональными включениями и прослоями кремней (формации Маргарита и Парайсо) и известняки с кремнями и разноцветные силициты альб-сеномана (формация Мата). Суммарная мощность их 700 м. Трансгрессивно на них ложится маломощный горизонт (мощность менее 50 м) обломочных известняков, глин и кремней маастрихта (формация Лутгарда). Все это несогласно перекрывается палеоген-верхнеэоценовыми отложениями формации Вега (мощность 2500 м). Характерной особенностью ее является присутствие горизонтов мономиктовых карбонатных олистостром (брекчия "Сагуа"), размер олистолитов в которых достигает нескольких сот и более метров. На севере зоны это главным образом блоки известняков формации Ремедьос, а на юге — обломки известняков формаций Троча, Колорадо, Менесес, а также известняков и кремней формации Маргарита. Встречаются также единичные олистолиты серпентинитов и туфов.

Верхний покров аллохтона сложен карбонатно-терригенно-кремнистыми отложениями зоны Пласетас. Разрез ее начинается с титонских известняков, известковистых и полимиктовых песчаников формации Констанция (мощность 20—30 м). С постепенным переходом выше залегают известняки, известняки с кремнями и мергели титона-баррема. Они объединяются в формацию Велос (мощность 400 м). Локально развитые возрастные аналоги ее готерив-барремских слоев получили название формации Фиденсия. Далее, вероятно с перерывом, ложатся карбонатно-кремнисто-терригенные слои альба-сеномана. В их нижней части залегают аргиллиты и силициты формации Санта-Тереза (мощность 60 м). На них с размывом налегают силициты и глинистые известняки, фациально замещающиеся известняками с кремнями, песчаниками и мергелями (формация Кармита). Выше несогласно с конгломератами в основании залегает толща маастрихта. Разрез ее начинается обломочными детритовыми известняками формации

Амаро (мощность 50–300 м), далее следуют глинистые известняки формации Родригес (мощность 175 м). Все это перекрывается палеоцен-верхнеэоценовой полимиктовой олистостромой формации Вега Альта (мощность до 250 м), сложенной глинами с обломками и блоками известняков, серпентинитов, кремней, вулканитов, песчаников и конгломератов.

Карбонатно-кремнистые толщи аллохтона смяты в линейные, наклоненные к северу складки и тектонически расслоены на ряд более мелких пластин (см. рис. 5).

По единодушному мнению всех исследователей, миогеосинклиальная область представляет собой южную оконечность Северо-Американской плиты, что находит отражение как в литологии распространенных здесь карбонатных и карбонатно-кремнистых толщ, так и в особенностях глубинного строения [Бовенко и др., 1978; Буш, Щербакова, 1986; и др.]: в выдержанной мощности земной коры (25–30 км), в типичных для континентальных структур скоростных и плотностных свойствах "базальтового" (10 км) и "гранитного" (10 км) слоев, а также в присутствии четко выраженного осадочного чехла (5–10 км).

Главный офиолитовый шов отделяет Северную миогеосинклиальную область от примыкающих к ней с юга структур позднемезозойской островной дуги. В состав этого структурного элемента входят собственно шовная зона и система выжатых из нее и надвинутых на миогеосинклиналь краевых офиолитовых аллохтонов – фрагментов позднемезозойской океанической коры окраинно-морского бассейна, раздавленного в результате столкновения Северо-Американской континентальной плиты и мезозойской островной дуги (см. рис. 5).

Собственно шовная зона [Бовенко и др., 1978; Шейн и др., 1978; Буш, Щербакова, 1986; Knipper, Sabrega, 1974] – это выполненная ультраосновным материалом зона разлома шириной 5–10 км, погружающаяся на юг под углом 65° до глубины около 55 км. Этой зоне соответствуют регионально выраженная смена характера гравитационного и магнитного полей и ступенчатое изменение мощности земной коры по сейсмическим данным.

Краевые офиолитовые аллохтоны представляют собой в морфологическом отношении систему плоских синформных тел, расслоенных на ряд пластин и блоков. По результатам бурения и геофизическим данным, суммарная мощность пакета офиолитовых аллохтонных пластин не превышает 4 км.

Разрез офиолитовых пластин характеризуется типичной для этих образований последовательностью залегания пород. По данным А.Л. Книппера [1975], И. Канчева с соавторами [Kantchev et al., 1978] и более поздних исследований Е. Фонсеки, В.Н. Зелепутина и М. Эредия [1985], основание разреза пластин сложено в различной степени меланжированными серпентинизированными дунитами и гарцбургитами (мощность 1000–2000 м). В Камагуэе, где степень тектонизации меньше, можно наблюдать их стратифицированный характер. В пределах корневой зоны офиолитовых пластин (зона шва) в ультрабазитах отмечается большое количество блоков и более мелких тектонических включений метаморфических пород преимущественно меланократового характера, и в частности гранатовых амфиболитов и эклогитов. Вышележащие части разреза офиолитовых пластин образованы тектонизированными полосчатыми оливиновыми габбро, троктолитами, анортозитами и амфиболовыми габбро (мощность 100–1000 м). Далее располагается комплекс параллельных даек (мощность 700–1500 м). Он постепенно переходит в подушечные вариалиты, спилиты и диабазы с редкими прослоями кремнистых пород и аргиллитов (мощность до 600 м). Базальтовый комплекс объединяется в формацию Суррапандилья. Возраст ее по положению в разрезе определяется одними исследователями позднеюрско-раннемеловым, другими – раннемеловым.

Вышележащие части разреза в зависимости от структурного положения офиолитовых пластин существенно меняются. В ядре синформы Санта-Клара ультрабазиты, габбро, базальты и диабазы формации Суррапандилья перекрываются андезитовыми туфами и туфобрекчиями альба–сеномана. На них трансгрессивно ложатся сантонские конгломераты, песчаники, мергели и туфы среднего и кислого состава (формации

Фелипе и Которро суммарной мощностью 900—1500 м). Выше несогласно залегают маастрихт-палеоценовые песчаники, мергели, алевролиты, туфы и известняки формации Санта-Клара (мощность 350 м). Далее с несогласием лежит флиш нижнего—среднего эоцена (формация Очоа).

Юго-восточнее, в районе синформы Фалькон, разрез верхней части вулканогенно-осадочного чехла существенно иной. Выше туфов и известняков альба—сеномана здесь залегают вулканиды, туфы и терригенные породы сантона—кампана (формации Минерва и Карлота). Далее трансгрессивно ложатся маастрихтские песчаники, мергели и известняки.

В разрезах офиолитовых пластин, погружающихся к югу под меловые вулканогенно-осадочные серии зоны Саса, базальты и диабазы формации Суррапандилья тектонически перекрыты мощнейшей толщей андезитовых и андезито-базальтовых туфов альб-сеномана. Мощность их в 2—3 раза превышает мощность аналогичных туфов, залегающих на формации Суррапандилья в синформах Санта-Клара и Фалькон.

Расположенная южнее зона Саса охватывает всю осевую часть о-ва Куба. Зона сложена вулканогенно-осадочными породами раннего и позднего мела. В структурном отношении это огромная асимметрично построенная синформа, сложенная несколькими частными синформными и антиформными структурами и сдвиговыми деформациями вдоль системы трансформных разломов северо-восточного простирания. Северным ограничением ее является сложная по своей конфигурации поверхность разлома, по которой меловые вулканогенно-осадочные породы зоны Саса в целом конформно надвинуты на различные частные структурные элементы Главного офиолитового шва. На отрезке Камагуэй—Санта-Клара поверхность этого разлома, деформированная в систему кулисно сопряженных синформ и антиформ, круто погружается под вулканогенно-осадочные толщи зоны Саса. В районе г. Санта-Клара и далее к западу, в районе Гавана — Матансас, этот разлом постепенно становится вертикальным и приобретает обратное падение, в результате чего ассоциация Главного офиолитового шва на этом участке в форме лежащих складок оказываются запрокинутыми на вулканогенно-осадочные комплексы зоны Саса [Моссаковский, Альбеар, 1978].

Основание разреза меловой вулканогенно-осадочной серии зоны Саса сложено андезитовыми, андезито-базальтовыми туфами, туфобрекчиями и подчиненными им песчаниками, мергелями и известняками апт—турона.

В синформе Сейбабо нижняя сугубо вулканогенная часть разреза объединяется в формацию Матагуа. Возраст ее апт-альбский (рис. 3). Выше залегают альб-сеноманский горизонт детритовых известняков формации Провинсиаль и сеноманские туфы, известняки, мергели и песчаники формации Сейбабо. Завершают разрез апт-туронской толщи андезиты, туфы андезитов и подчиненные им мергели и аргиллиты турона (формация Бруха).

В провинции Камагуэй [Кабрера и др., 1981], где карбонатные и подчиненные им терригенные отложения распределяются в целом по всему разрезу, апт-туронские образования объединены в одну формацию Гуаймаро (мощность 4000 м). Характерной особенностью апт-туронской толщи является резкое изменение мощности образующих ее вулканогенных и осадочных слоев. Мощность вулканидов и известняков южного крыла синформы Сейбабо более чем в 2 раза превышает мощность одновозрастных пород северного крыла (см. рис. 3). В определенной мере меняется и состав пород.

На севере более существенную роль играют базальты и силициты. Аналогичная асимметрия в строении апт-туронских образований характерна также и для района Камагуэй.

На апт-туронских образованиях с перерывом и несогласием залегают фациально измененные толщи сантона—кампана. Их разрез в Сейбабо сложен известняками, песчаниками, глинами, мергелями и кислыми туфами, объединенными в формации Пальмарита, Хиларио, Магуэй и Сальвадор. В районе Харауэко в составе этого горизонта выделяются кампанские андезито-базальтовые лавобрекчии и рифогенные известняки формации Карлота. В провинции Камагуэй сантон-кампанские образования пред-

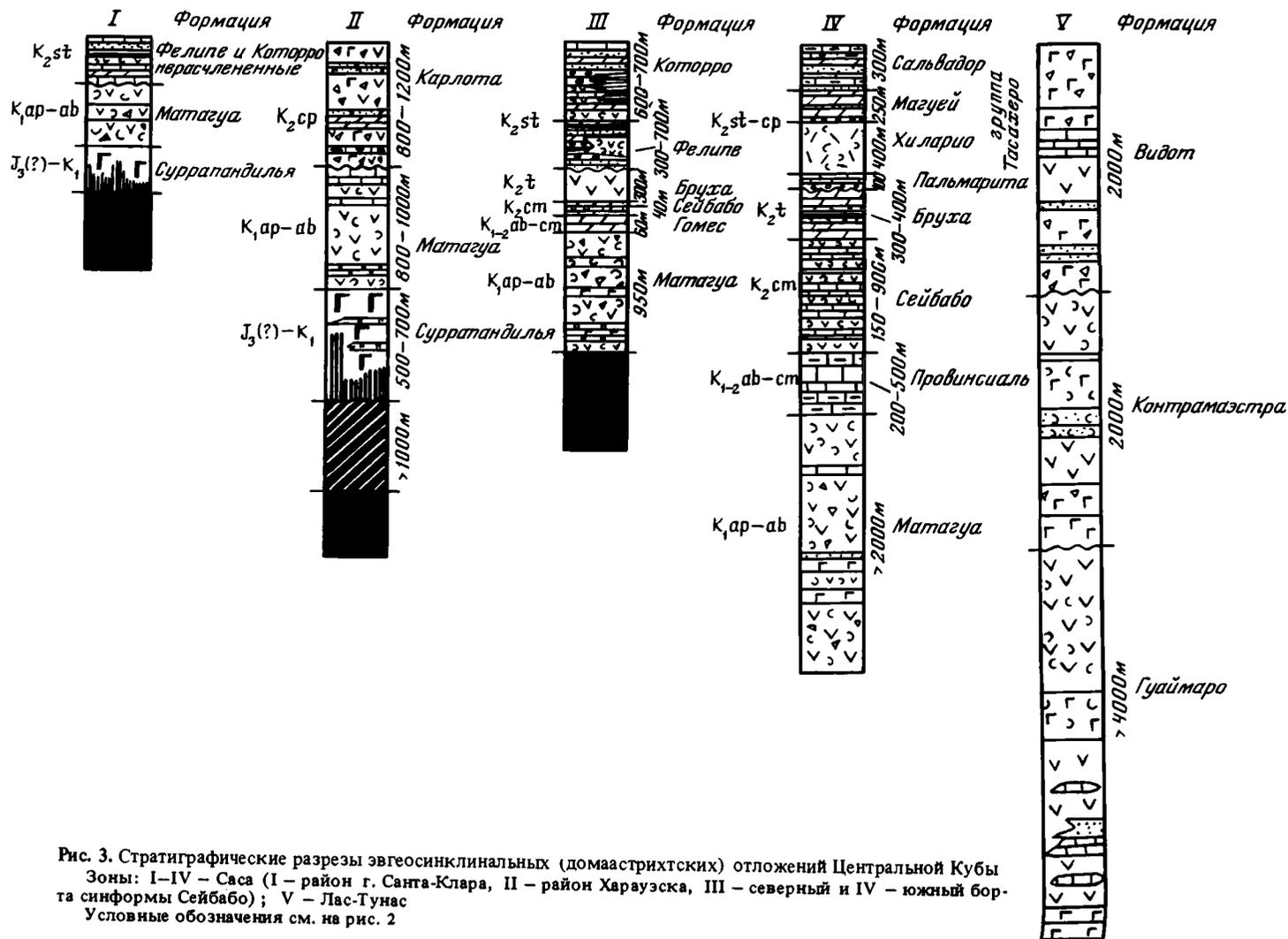


Рис. 3. Стратиграфические разрезы эвгеосинклинальных (домастрихтских) отложений Центральной Кубы  
 Зоны: I–IV – Саса (I – район г. Санта-Клара, II – район Харауэска, III – северный и IV – южный бор-  
 та синформы Сейбабо); V – Лас-Тунас  
 Условные обозначения см. на рис. 2

ставлены мощнейшей (4000 м) толщей туфов, лав и лавобрекчий андезито-базальтов, песчаниками, конгломератами и известняками формаций Контрамаэстра и Видот.

Этот фашиально изменчивый комплекс в пределах депрессий несогласно перекрывается конгломератами, песчаниками, мергелями и обломочными известняками маастрихта либо непосредственно отложениями нижнего—среднего эоцена.

Результаты сейсмического зондирования [Бовенко и др., 1978] показывают, что зона Саса характеризуется невыдержанной (20–30 км) мощностью земной коры, преобладанием в ее составе пород "базальтового" слоя (до 20 км) и резко сокращенным и не выдержанным по мощности "гранитным" слоем (3,5–8 км). По скоростным характеристикам и плотностным свойствам "базальтовый" слой земной коры этой зоны может быть сопоставлен с амфиболитами, эклогитами и другими меланократовыми метаморфическими породами, присутствующими в виде включений в гипербазитах Главного офиолитового шва, а также с меланократовыми метаморфическими породами комплексов Мабухина и Яябо [Бовенко и др., 1978; Буш, Шербаклова, 1986]. Граничные скорости "гранитного" слоя (6,2–6,3 км/с) здесь в целом выше скоростей, обычных для земной коры континентального типа (5,5–6,3 км/с). В ряде мест, где поверхность этого слоя приподнята до глубин 3,5 км, скважинами на этом уровне вскрыты интрузивные породы основного состава. Эти материалы позволили ряду исследователей [Эчевария и др., 1974; Бовенко и др., 1978] предполагать, что отдельные участки коры на западном фланге зоны (южное побережье Западной Кубы — залив Батабано) имеет разрез субокеанического типа.

Все это отличает структуры зоны Саса от ограничивающих ее с севера структур миеогеосинклиальной области и залегающих на ней в аллохтоне комплексов Главного офиолитового шва и позволяет сделать вывод [Моссаковский и др., 1986], что эта зона сформировалась на мафическом метаморфическом фундаменте допозднемезозойского (палеозойско-раннемезозойского) возраста, фрагменты которого выведены на поверхность в тектонических блоках в зоне сочленения ее со структурами массива Эскамбрай (метаморфические комплексы Яябо и Мабухина) и в виде включений в гипербазитах Главного офиолитового шва.

Обнаружение в кровле консолидированной коры скоростей, близких по значению к скоростям "гранитного" слоя, вероятно, связано с разуплотнением пород меланократового фундамента в ходе процессов тектонического скучивания, метаморфизма и палингенеза, обусловивших появление позднемезозойских зональных метаморфических ореолов и интрузий гранитоидов в кровле меланократового фундамента и в перекрывающем вулканогенно-осадочном чехле.

Структуры горного массива Эскамбрай и о-ва Хувентуд составляют наиболее южный структурный элемент покровных образований Кубы.

Структура массива Эскамбрай в плане имеет форму двух сближенных овалов, получивших в литературе название куполов Тринидад и Санти-Спиритус. Наиболее полное описание этой структуры дается в монографии Л.М. Сомина и Г. Мильяна [1981]. Исходя из приведенных в ней данных и собственных полевых материалов, мы выделяем [Моссаковский и др., 1986] в составе толщ, образующих структуру массива Эскамбрай, два возрастных и структурных комплекса.

Первый образует выступы домезозойского основания, вскрываясь в крупном тектоническом блоке на северо-востоке купола Тринидад и в серии мелких блоков и пластин в периферических частях структуры Санти-Спиритус. В его составе выделяются две ассоциации — эклогиты и кристаллические сланцы Альгарробо и амфиболиты свиты Яябо.

Второй комплекс представлен метаморфизованными фашиальноизменчивыми терригенно-карбонатными и вулканогенными толщами мезозойского возраста. Фашиальные различия позволяют наметить для них четыре типа разреза (рис. 4).

Первый, терригенно-карбонатный, распространен в центре купола Тринидад, а также в северных периферических частях этого купола и структуры Санти-Спиритус. Его наименее метаморфизованный разрез наблюдается в центре купола Тринидад. Здесь вскры-

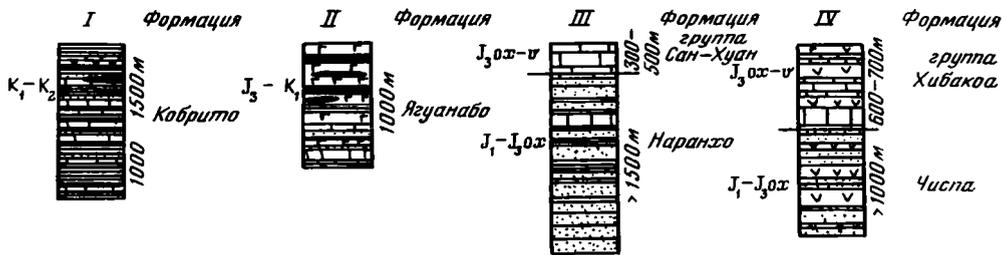


Рис. 4. Мезозойские разрезы массива Эскамбрай

I – флишеидные карбонатно-кремнисто-терригенные отложения (IV тип разреза) южной части массива Эскамбрай; II – карбонатно-терригенно-вулканогенные отложения (III тип разреза) юго-западной части купола Тринидад; III – терригенно-карбонатные толщи (I тип разреза) центральной части купола Тринидад и северо-восточной части купола Санти-Спиритус; IV – вулканогенно-карбонатно-терригенные отложения (II тип разреза) северо-западной части купола Тринидад и центральной части купола Санти-Спиритус

Условные обозначения см. на рис. 2

ваются кварцевые песчаники формации Наранхо и перекрывающие их известняки группы Сан-Хуан, состав и последовательность залегания которых, а также фауна, найденная в известняках группы Сан-Хуан [Millan, Muczynski R., 1978] позволяют сравнивать именно этот тип разреза с юрско-меловыми толщами карбонатно-терригенного комплекса зоны Гуанигуанико Западной Кубы.

Второй тип разреза, метавулканогенно-карбонатно-терригенный, развит на северо-востоке купола Тринидад и в центре структуры Санти-Спиритус. Этот разрез сложен метаморфизованными терригенными и вулканогенными породами формации Чиспа, карбонатными и переслаивающимися с ними вулканогенными породами группы Хибаккоа. Эти образования представляют собой возрастной аналог метаморфизованных терригенно-карбонатных толщ формации Наранхо и группы Сан-Хуан и могут быть параллелизованы с толщами пояса Кангре.

Третий тип разреза, карбонатно-терригенно-вулканогенный, вскрыт в юго-западной части купола Тринидад, в окрестностях поселка Ягуанабо. Слагающие его образования объединены в формацию одноименного названия. В их составе наблюдается чередование пачек тонкослоистых (0,5–1 см) карбонатно-кремнисто-туфогенных пород, известняков и зеленых сланцев. Внутри последних, помимо вулканитов основного состава, отмечаются линзы габбро и диабазов, а также будины (5 × 1 м) и согласные пластообразные тела серпентинитов мощностью до нескольких сот метров и протяженностью до 2 км. Наблюдения, проведенные нами в ряде мест, где ультрабазиты оказались менее измененными, показали, что это порфиоровые породы с микролитовой основной массой. В единичных случаях для них отмечалась шаровая отдельность. Все это не позволяет рассматривать их лишь в качестве фрагментов метанократового фундамента структур эвгеосинклинального типа, а заставляет предполагать, по крайней мере для части их, пластовую и, возможно, вулканическую природу. Присутствие в низах разреза этого типа остатков *Nannokonus* sp., представители которого распространены в отложениях поздней юры–раннего мела, позволяет предполагать, что этот разрез моложе карбонатно-терригенных разрезов, развитых в ядре купола Тринидад.

Четвертый тип разреза сложен карбонатно-кремнисто-терригенным флишем. В виде отдельных пачек мощностью 0,5–5 м встречаются известняки, отмечаются также редкие тела серпентинитов и зеленых сланцев. В районе пос. Ягуанабо этот комплекс располагается структурно выше карбонатно-терригенно-вулканогенных отложений формации Ягуанабо и вроде бы наращивает их. В остальных участках структурно ниже флишеидной толщи залегают отложения и других типов разрезов. Поэтому не исключено, что флишеидный комплекс также сформировался в самостоятельной структурно-фациальной зоне и в современной структуре занимает аллохтонную позицию.

Описанные структурно-фациальные комплексы образуют антиформу со сложным

покровным строением (рис. 5). Ядро ее располагается в центре купола Тринидад. В пределах его вскрыты отложения терригенно-карбонатного (первого) типа. Для этой части структуры характерны пологие складки с размахом крыльев до нескольких километров. С севера и северо-востока эти отложения перекрываются субширотно вытянутым поясом покровов, в строении которых участвуют три структурных комплекса. Фронтальный покров этого пояса сложен вулканогенно-карбонатно-терригенными разрезами второго типа, деформированными в систему лежащих складок с размахом крыльев от 3 до 5 км. Ядра их сложены метатерригенными и метавулканогенными породами, а крылья — метакарбонатными и метавулканогенными. Перед фронтом этого покрова карбонатно-терригенные породы ядра антиформы запрокинуты к ее центру. Вышележащий покров образован пластинами домезозойского метаморфического комплекса, представленного блоками эклогитов, глаукофановых сланцев и сланцев Альгарробо. Тыловая часть покровного комплекса состоит из метатерригенных и карбонатных пород, собранных в наклоненные к югу складки с размахом крыльев 1,5–2 км. Непосредственно на контакте с амфиболитами Мабухина развиты узкие изоклиналильные складки, круто наклоненные к северу.

Южное крыло антиформы также образовано сложно построенной системой покровов. Фронтальная часть ее на западном фланге облекает с запада и юга карбонатно-терригенный комплекс центральной части купола Тринидад, а затем, приобретая северо-восточное простирание, срезает встречный фронт покровов северного крыла антиформы и далее к востоку, уже в пределах купола Санкт-Спиритус, снова меняя простирание на субширотное, под острым углом сечет структуры метаморфогенного комплекса Мабухина. В составе этой системы покровов можно наметить четыре аллохтонных элемента. Самый нижний вскрыт в северной периферической части структуры Санкт-Спиритус. Он сложен амфиболитами формации Яябо. Следующий представлен мезозойскими метатерригенными и метакарбонатными толщами первого типа и залегающими среди них блоками и пластинами эклогитов и сланцев Альгарробо. Вышележащий покровный комплекс слагает внутреннюю и северо-восточную части купола Санкт-Спиритус и представлен метаморфизованными вулканогенно-карбонатно-терригенными толщами второго типа. Комплекс состоит из нескольких тектонических чешуй, круто погруженных к юго-западу, в пределах которых породы дислоцированы в наклоненные в этом же направлении складки нескольких порядков. Следующий аллохтонный элемент образован карбонатно-терригенно-вулканогенными толщами формации Ягуанабо. Самый верхний покров сложен флишеидными карбонатно-терригенно-кремнистыми разрезами.

В пределах антиформы Эскамбрай наблюдается проявление как минимум трех этапов метаморфизма. Результатом первого этапа следует считать эклогитовый парагенезис; проявлением второго — первичные парагенезисы амфиболитов Яябо, вероятно, также сланцев Альгарробо и диафторез в этих условиях эклогитов; проявлением третьего этапа — зональный метаморфизм всех пород массива Эскамбрай в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций и фации высоких давлений. По отношению к первичным минеральным парагенезисам эклогитов, амфиболитов свиты Яябо и, возможно, сланцев Альгарробо этот метаморфизм был регрессивным, а по отношению к позднемезозойскому вулканогенно-карбонатно-терригенному комплексу — прогрессивным.

Скоростной разрез антиформной структуры [Бовенко и др., 1978] характеризуется развитием мощного (18,5 км) хорошо выраженного "гранитного" слоя и относительно небольшой мощностью "базальтового" слоя (8,5 км). Предполагается, что "гранитный" слой здесь выходит непосредственно на поверхность. В верхней части его намечаются неоднородности, указывающие на вероятное присутствие границ раздела между подошвой метатерригенного комплекса и породами основания. В направлении осевой части зоны Саса, а также к югу, в сторону Юкатанской котловины, сразу же за контурами массива характер глубинного строения земной коры быстро меняется: при сохранении общей мощности консолидированной коры резко, скачком почти вдвое уменьшается в мощности "гранитный" слой и увеличивается мощность вулканогенно-осадоч-

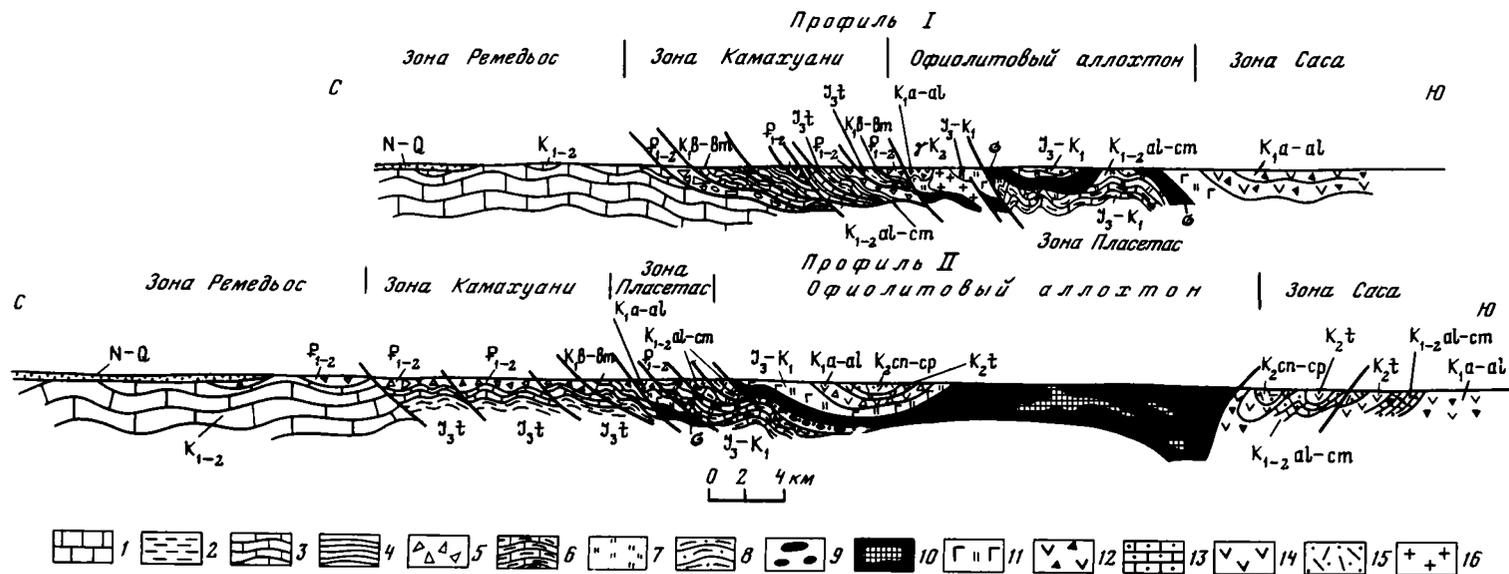


Рис. 5. Тектонические профили через Центральную Кубу

Формации: 1 – зоны Ремедьос; 2–5 – зоны Камажуани (2 – Троча, 3 – Маргарита и Параисо, 4 – Мата, 5 – Вега); 6–9 – зоны Пласетас (6 – Констансия и Велос (Фиденсия), 7 – Кармита и Санта-Тереза, 8 – Родригес и Амаро, 9 – Вега Альта); 10–15 – краевых офиолитовых аллохтонов и островодужных комплексов зоны Саса (10 – ультрабазиты и габбро с блоками метаморфических пород, 11 – Суррапандилья, 12 – Матагуа, 13 – Провинсаль, 14 – Бруха, 15 – группа Тасахеро); 16 – граниты

ного слоя. Аналогичным образом, но в менее резкой форме меняется строение коры к западу и востоку (см. рис. 11).

Отмеченные особенности поверхностной и глубинной структуры массива Эскамбрай (в частности, повышенная мощность "гранитного" слоя земной коры и присутствие в составе его также и метаморфических пород позднемезозойского возраста) позволяют считать, что массив Эскамбрай представляет собой новообразованное мезозойское гранитно-метаморфическое ядро. Фациальная изменчивость слагающих его мезозойских разрезов показывает, что этот молодой гранитно-метаморфический комплекс возник в результате тектонического совмещения, метаморфизма и ремобилизации пород двух типов структурно-фациальных зон. Первая из них характеризует внутреннюю параавтохтонную часть антиформы Эскамбрай. Сходство распространенных в ее пределах карбонатно-терригенных мезозойских толщ с миогеосинклинальным комплексом Западной Кубы, а также сходство этих зон по строению земной коры дают возможность говорить, что карбонатно-терригенный разрез внутренней зоны массива Эскамбрай сформировался на континентальном фундаменте, фрагментами которого, вероятно, являются выжатые вдоль его периферических северной и восточной частей блоки эклогитов, апозклогитовых пород и пород формации Альгарробо. Существенное увеличение (в составе мезозойских разрезов южных покровных элементов антиформы Эскамбрай) основных вулканитов, кремнистых пород и образований флишевого типа, а также присутствие среди них пластин и покровов ультраосновных пород свидетельствуют о близости этих разрезов к разрезам эвгеосинклинального типа и говорят в пользу того, что эти структурно-фациальные зоны формировались либо на коре переходного типа, либо на субокеанической коре.

В строении о-ва Хувентуд участвуют два структурно-фациальных комплекса [Сомин, Мильян, 1981]. Первый представлен миогеосинклинальными терригенно-карбонатными толщами юры, зонально метаморфизованными в условиях амфиболит-зеленосланцевой фации регионального метаморфизма повышенных давлений. Нижняя часть разреза этого комплекса сложена метапелитами и метапесчаниками, заключающими в верхней части маломощные прослои мраморизованных известняков (мощность 500 м). Они объединяются в формацию Каньяда, возраст которой по аналогии с нижней частью формации Сан-Каэтано Западной Кубы условно принят ранне-среднеюрским. Вышележащая часть комплекса характеризуется развитием апотерригенных сланцев с прослоями мраморов, которые объединяются в свиту Агуа-Санта (мощность 1000 м). Возраст ее условно среднеюрско-оксфордский. Более высоким стратиграфическим положением, вероятно, обладают толщи мраморов.

Внутреннее строение комплекса определяется присутствием в юго-восточной части острова огромной, сравнительно просто построенной антиформы (40 × 25 км), сложенной метатерригенными сланцами формации Каньяда, которая к северо-западу через систему частных синформ и антиформ тектонически сопряжена с синформной структурой, построенной карбонатно-терригенными породами формации Агуа-Санта и толщами мраморов. Второй структурно-фациальный комплекс представлен эвгеосинклинальными толщами, слагающими тектонический блок в северо-западной части острова. По аналогии с вулканогенно-осадочными сериями зоны Саса возраст комплекса считается ранне-позднемиловым.

Сходство разрезов карбонатно-терригенного комплекса о-ва Хувентуд с мезозойскими разрезами параавтохтонной части антиформы Эскамбрай, а также широкое проявление в пределах этих структур регионального метаморфизма позволяют считать структуры о-ва Хувентуд, так же как и структуры антиформы Эскамбрай, выступами на поверхность единого микроконтинентального блока, располагающегося в пределах шельфовой части южного побережья о-ва Куба, что подтверждается также характером распространенных в этой субширотной полосе магнитного и гравитационного полей.

Западная Куба по характеру и последовательности структурно-формационных зон заметно отличается от Центральной Кубы. Однако эти отличия обусловлены многоярусным покровным строением Западной Кубы, которое исказило первичное расположение структурно-формационных зон, сходное с таковым на Центральной Кубе. Более того, можно с уверенностью утверждать, что, по существу, все структурно-формационные зоны Западной Кубы в современной структуре занимают аллохтонное положение.

Структурно-формационные зоны северной миогеосинклинальной суперзоны представлены на Западной Кубе Северной зоной Сьерра-дель-Росарио и зоной Эсперанса, стратиграфический и формационный состав которых выявлен в результате геологосъемочных работ м-ба 1:250 000 геологами Академии наук ПНР [Pszczółkowski, 1976, 1978, 1982 и др.] и глубоким параметрическим бурением [Лопес, 1984]. Обе зоны обладают четко выраженной шарьяжно-покровной структурой, выраженной в сдвигании и в стравивании стратиграфических разрезов юрских, меловых и палеогеновых отложений, нередко разной фашиальной принадлежности. Выделяется несколько шарьяжно-покровных структурных единиц (или комплексов), слагающих северное крыло крупной антиформы горной системы Сьерра-дель-Росарио (рис. 6, 7). Южное крыло и ядро этой антиформы образованы комплексами пород другой структурно-формационной зоны — Южной зоны Сьерра-дель-Росарио, которая не имеет отношения к северной миогеосинклинальной зоне Кубы и структурная принадлежность которой будет рассмотрена позже.

Среди структурных единиц Северной зоны Сьерра-дель-Росарио наиболее низкое положение занимает так называемая осевая структурная единица [Моссаковский, Альбеар, 1978]. Она образована в нижней части слоистыми микритовыми известняками с аммонитами и аптихами позднего оксфорда—валанжина, находящимися в частом переслаивании с калькаренидами и калькалютитам, а также с тонкими прослоями кремней и мергелистых сланцев (формация Артемиса мощностью 300—700 м). Выше разрез согласно надстраивает толща (формация Польер) перемежающихся карбонатных и терригенных турбидитов готерив-барремского возраста (300 м), которая, в свою очередь, перекрывается маломощной пачкой кремней и глинистых сланцев альб-сеноманского возраста (формация Буеновиста, 50 м).

Описанный относительно конденсированный разрез альб-сеномана несогласно перекрыт толщей карбонатных брекчий и грубозернистых калькаренидов маастрихтского возраста (формация Какарахикара, 100—450 м), переходящих вверх по разрезу и частично по латерали в поликомпонентную олистострому формации Пика-Пика (Монакас), основная часть которой имеет палеоцен-эоценовый возраст.

Более высокое положение в Северной зоне Сьера-дель-Росарио занимает структурная единица Киньенес, тектонически перекрывающая структурную единицу осевой зоны. В своей нижней части она образована толщей темных тонкослоистых биомикритовых аптиховых известняков с аммонитами готерив-баррема (формация Лукас, около 200 м), которая согласно перекрывается толщей пестрого литологического состава, состоящей из пачек мергелистых и глинистых сланцев, кремней и микритовых известняков; верхняя часть этой толщи сложена известняками, кварцевыми алевролитами и карбонатными брекчиями (формация Сьерра-Асуль, 600 м). Возраст толщи баррем—кампан, возможно, до маастрихта включительно. Венчается разрез структурной единицы Киньенес палеоцен-эоценовой олистостромовой толщей с существенно карбонатным составом фрагментов.

Наконец, самое высокое положение в Северной зоне Сьерра-дель-Росарио занимает шарьяжная пластина Гуахайбон, образованная одноименной формацией массивных микритовых, детритовых и оолитовых мелководных известняков и доломитов с бентосными и планктонными фораминиферами, пелециподами и кораллами, а также с характерными рудопроявлениями бокситов (600 м). Возраст этих пород определен в пределах альба—сеномана [Pszczółkowski, 1982], хотя другие исследователи [Моссаковский, Альбеар, 1978] поднимают их возрастную границу до маастрихта.

Зона Эсперанса выделяется узкой полосой вдоль северного побережья Кубы в пре-

делах провинции Пинар-дель-Рио. В составе миогеосинклинального комплекса, слагающего эту зону, выделяются две толщи. Нижняя – существенно турбидитовая, образованная часто перемежающимися тонкослоистыми терригенными турбидитами и пластами пелагических микритовых известняков, карбонатных турбидитов и смешанных турбидитов, иногда с включениями кремней (формация Польер, она же Эсперанса, или Санта-Люсия, 1000–1200 м). Ее возраст принято считать верхнеюрско-нижнемеловым (валанжин–апт) [Лопес, 1984]. Верхняя толща, согласно залегающая на нижней, имеет альб-сеноманский возраст. Она представлена кремнями, радиоляритами, опоками, сланцами и песчаниками (формация Санта-Тереза, или Панчита, 100–250 м).

Параметрическое бурение до глубин 5500 м [Лопес, 1984] показало, что зона Эсперанса обладает ярко выраженным покровным строением. Шарьяжные перекрытия верхнеюрско-нижнемеловыми комплексами меловых пород, в том числе кампан-маастрихтских, установлены на глубинах 3 и 4 км в скважине Димас, 2 и 5 км в скважине Сан-Рамон, 3 км в скважине Эсперанса-2 и т.д.

Верхнеюрские и меловые отложения Северной зоны Сьерра-дель-Росарио и зоны Эсперанса по особенностям формационного состава, условиям их седиментации и стратиграфическому объему, а также по четко проявленному позднеальбско-кампанскому перерыву в осадконакоплении хорошо сопоставляются с зоной Пласетас Центрального сегмента Кубы, что обстоятельно показано А. Пшулковским [Pszczółkowski, 1982]. Исключением являются отложения структурной единицы Киньенес и шарьяжной пластины Гуахайбон. Меловые отложения, их составляющие, по своим особенностям более близки к соответствующим комплексам зоны Ремедьос.

Структурно-формационная зона Байя-Онда, занимающая северо-восточную часть провинции Пинар-дель-Рио, является аналогом зон Главного офиолитового шва и Саса Центральной Кубы. Прямые геологические данные и результаты глубокого параметрического бурения (скважины Мариель и Мартин Меса) не оставляют никакого сомнения в аллохтонном положении этой зоны, породы которой тектонически перекрывают миогеосинклинальные образования Северной зоны Сьерра-дель-Росарио.

В самом общем виде в составе зоны Байя-Онда можно выделить две крупные покровно-шарьяжные структурные единицы: нижнюю – Кахальбана и верхнюю – Сан-Диего-де-Ниньес.

Структурная единица Кахальбана по наклоненному на север под углом 35–50° надвигу (вздыбленному шарьяжу) налегает на верхние структурные единицы Северной зоны Сьерра-дель-Росарио (Гуахайбон и Киньенес). Эта единица характеризуется опрокинутой последовательностью напластований пород – от молодых к древним, будучи расчлененной на ряд тектонических пластин второго порядка, наклоненных в северных румбах и разделенных линзами и полосами серпентинитового меланжа [Моссаковский, Альбгар, 1978].

Наиболее нижнее структурное положение в ней занимает тектоническая пластина, состоящая из перемежающихся слоев кремней, песчаников, алевролитов, кремнистых аргиллитов, известняков и вулканогенно-осадочных пород сеноман-туронского возраста (формация Киньенес, или Филисидад, 500–600 м). Она перекрывается тектонической пластиной из вулканических пород: афировых базальтов с шаровой отдельностью и агломератовых брекчий того же состава, содержащих подчиненные прослои известняков, кремнистых пород и туфов нижнемелового возраста (формация Суррапандилья, более 500 м). По химизму это типичная толеитовая ассоциация океанического типа [Фонсека и др., 1985].

Еще выше располагается существенно габбровая тектоническая пластина, образованная, по данным Е. Фонсеки и В.Н. Зелепугина [Фонсека и др., 1985], полосчатыми и амфиболизированными средне-мелкозернистыми габбро и габбро-диабазами невыдержанной мощности (от 100 до 800 м).

Наиболее высокое структурное положение занимает пластина ультраосновных пород – в основном гарцбургитов, а также лерцолитов, дунитов и пироксенитов, серпентинизированных, а местами превращенных в серпентинитовый меланж и прорванных

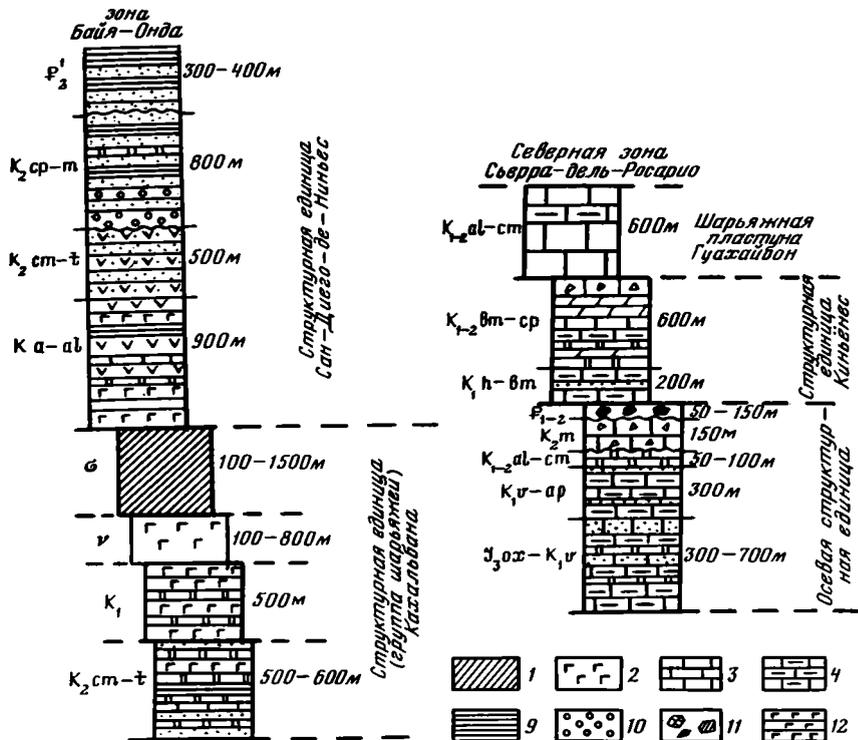


Рис. 6. Структурно-стратиграфические разрезы зон Западной Кубы

1 — ультрабазиты, в том числе серпентинитовый меланж; 2 — габброиды; 3 — известняки детритовые, оолитовые; 4 — пелагические микритовые известняки; 5 — карбонатные турбидиты, калькарениты, калькалотиты; 6 — карбонатные брекчи; 7 — кремни и кремнисто-глинистые

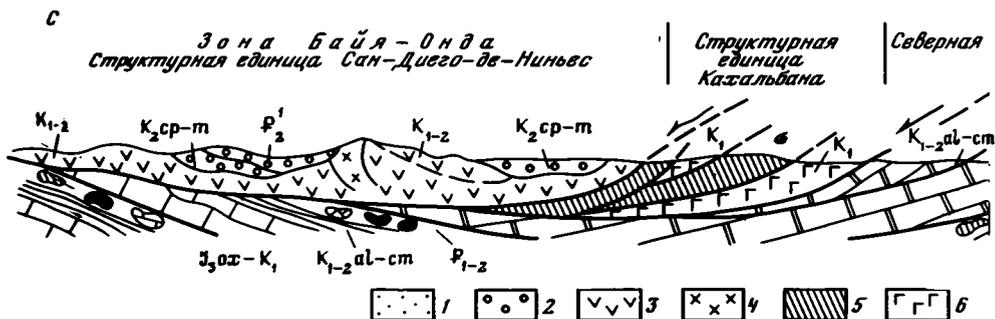
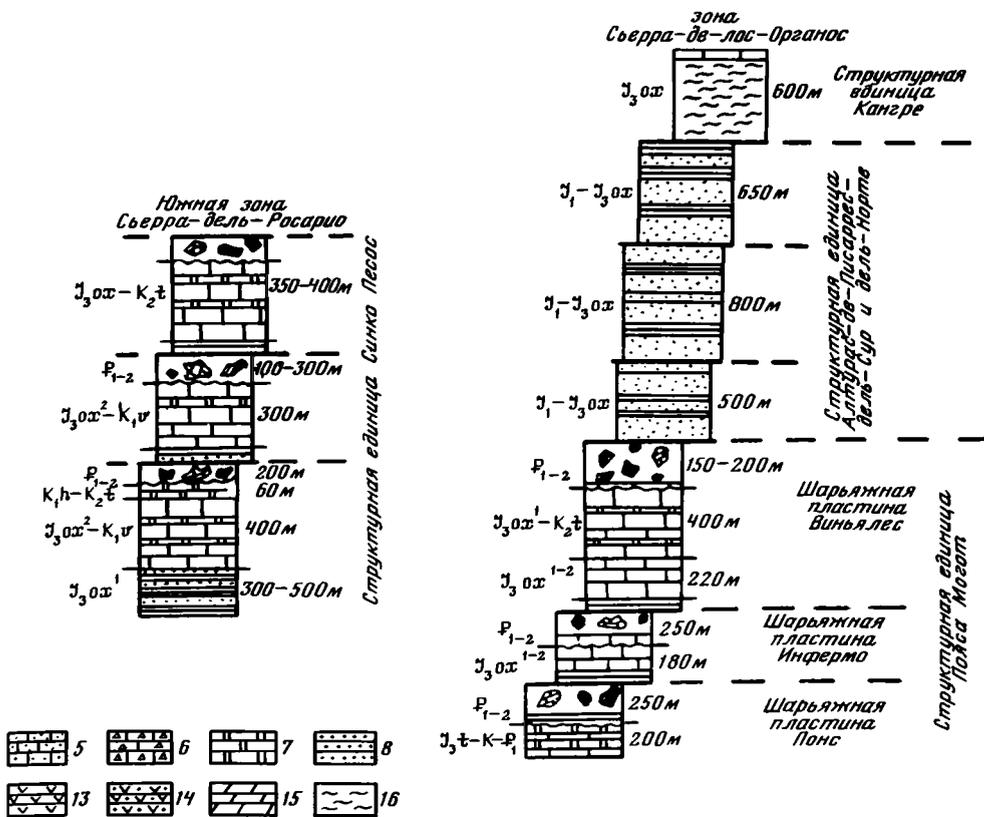


Рис. 7. Тектонический профиль через горную систему Сьерра-дель-Росарио и впадину Лос-Паласьос

1 — позднекайнозойский осадочный чехол; 2-6 — зона Байя-Онда: 2 — позднемеловой — среднепалеогеновый молассовый комплекс (формации Виа-Бланка, Капдевила, а также Сан-Хуан и Мартинес во впадине Лос-Паласьос), 3 — меловой вулканогенно-осадочный комплекс (формации Энкрусиада, Ороско), 4 — позднемеловые интрузии диоритов и гранодиоритов, 5, 6 — офиолитовый комплекс (5 — ультрабазиты, включая серпентинитовый меланж, 6 — нижнемеловые толеит-базальтовые



сланцы; 8 – песчаники; 9 – алевролиты и аргиллиты; 10 – конгломераты и гравелиты; 11 – олистостромы; 12 – базальтовые лавы и диабазы; 13 – андезитовые и андезито-базальтовые лавы; 14 – туфы и пирокластические породы андезитового состава; 15 – мергели и мергелистые сланцы; 16 – апотерригенные зеленые сланцы



серии); 7-9 – Северная зона Сьерра-дель-Росарио; 7 – палеоцен-среднеэоценовые олистостромы (формация Пика-Пика), 8 – меловые карбонатные формации тектонических пластин Гуахайбон и Киньенес (формации Лукас, Сьерра-Асуль, Гуахайбон), 9 – юрско-нижнемеловые формации Осевой структурной единицы (формации Артемиса, Польер, Буеновиста); 10 – Южная зона Сьерра-дель-Росарио (формации Сан-Казтано, Артемиса, верхняя юра-нижний мел); 11 – разломы, шарьяжи, надвиги; 12 – направление перемещения горных масс

комплексом диабазовых даек. Максимальная мощность этой пластины достигает 1,5 км в массиве Кахальбана [Фонсека и др., 1985], хотя обычно она не превышает нескольких сот метров.

Структурная единица Сан-Диего-де-Ниньес, тектонически надвинутая с севера на структурную единицу Кахальбана, напротив, обладает нормальной последовательностью напластований пород — от древних к молодым. В ее основании располагается вулканогенно-осадочная толща (лавы и лавобрекчии базальтового и андезитового состава с горизонтами кремней, известняков, алевролитов и аргиллитов) апт-альбского возраста (формация Енкрусихада, 900 м), которая вверх по разрезу согласно сменяется толщей андезито-дацитовых туфов с горизонтами базальтовых лав, туфогенных песчаников и конгломератов сеноман-туронского возраста (формация Ороско, 500 м).

Выше со стратиграфическим перерывом и угловым несогласием залегают комплекс молассовых отложений, образованный в нижней части вулканомиктовыми конгломератами, гравелитами, ритмично-слоистыми песчаниками, алевролитами и кремнистыми туффитами кампан-маастрихтского яруса верхнего мела, а в верхней — нижнеэоценовыми флишоидными пачками алевролитов, песчаников и конгломератов формации Капдевилла (300–400 м).

Структурная единица Сан-Диего-де-Ниньес образует смятую в дополнительные складки и разбитую поперечными разломами крупную синформу, крылья которой сложены меловыми вулканогенно-осадочными толщами, а ядерная часть — кампан-маастрихтскими и нижнеэоценовыми молассаами.

Особенности формационного состава и стратиграфической последовательности отложений покровно-шарьяжных структурных единиц зоны Байя-Онда позволяют уверенно сопоставлять их с соответствующими структурно-формационными зонами Центральной Кубы: структурную единицу Кахальбан — с офиолитовыми аллохтонами зоны Главного офиолитового шва, а структурную единицу Сан-Диего-де-Ниньес — с зоной Саса.

Аналогичные по формационному составу меловых и палеогеновых отложений комплексы эвгеосинклинального типа, но уже в автохтонном положении, известны в юго-восточной части Западной Кубы, в районе впадины Лос-Паласьос, где они вскрыты глубоким бурением под мощным покровом палеогеновых, неогеновых и четвертичных отложений. Существующие геофизические материалы (магнитометрические, гравиметрические и сейсмологические) подтверждают факт широкого развития меловых вулканогенных образований и офиолитов в фундаменте впадины Лос-Паласьос.

Южная зона Сьерра-дель-Росарио, как уже отмечалось выше, в основном приурочена к южному крылу антиформы того же названия и лишь частично — к ее ядру. Слагающие эту зону верхнеюрские, меловые и палеогеновые отложения распадаются на несколько (3–4) однотипно построенных тектонических пластин, наклоненных как в северных, так и в южных румбах. Нижняя часть каждой из пластин сложена песчано-сланцевыми пачками флишоидного типа с видимой мощностью в десятки — первые сотни метров. Их возраст ранний оксфорд. Они относятся к формации Сан-Казтано. Выше разрез пластин надстраивается существенно карбонатными породами — слоистыми микритовыми известняками с прослоями сланцев и кремней, возраст которых по фауне определяется в интервале поздняя юра, средний оксфорд — поздний мел, турон (формация Артемиса, 400 м). В некоторых местах верхняя часть этой толщи в связи с обогащением кремнистыми прослоями выделяется в самостоятельную формацию Санта-Тереза (готерив-туронского возраста). Венчается разрез тектонических пластин поликомпонентной олистостромой палеоцен-среднеэоценового возраста. Вдоль контактов пластин развиты зоны серпентинитового меланжа, а в тектонических окнах в нижних тектонических пластинах (например, в районе Сороа), помимо олистостромы, иногда вскрываются вулканогенные породы основного состава. Это может указывать на то, что Южная зона Сьерра-дель-Росарио находится в аллохтонном положении и на глубине подстилается породами структурно-формационной зоны Саса, которые широко развиты южнее Главного Пинарского разлома в фундаменте впадины Лос-Паласьос.

По формационному типу пород и стратиграфическому объему мезозойских отложений (двучленный разрез с терригенными породами юры внизу и карбонатными породами мела, включая туронский ярус, вверх) Южная зона Сьерра-дель-Росарио отличается от Северной зоны Сьерра-дель-Росарио и, напротив, сходна с зоной Сьерра-де-лос-Органос, к характеристике которой мы переходим.

Зона Сьерра-де-лос-Органос в пространственном отношении совпадает с одноименной горной системой Западной Кубы. От структурно-формационных зон Сьерра-дель-Росарио она отделена крупным взбросо-сдвигом северо-западного простирания. Лишь на севере наблюдается ее тектоническое налегание на юрско-меловые отложения зоны Эсперанса и западных ветвей Южной зоны Сьерра-дель-Росарио.

В структурном отношении зона Сьерра-де-лос-Органос состоит из двух сопряженных тектонических структур первого порядка — антиформы Пояса Могот и синформы Альтурас-Писаррес-дель-Норте, вытянутых в субширотном северо-восточном направлении. Они, в свою очередь, состоят из целого ряда перекрывающих друг друга шарьяжных пластин (рис. 8).

Шарьяжные пластины антиформы Пояса Могот объединяются в одноименную структурную единицу. Другие структурные единицы образованы тектоническими пластинами, слагающими синформу Альтурас-Писаррес-дель-Норте и южную моноклираль Пинар-дель-Рио (структурные единицы Альтурас-Писаррес-дель-Сур и Кангрэ).

Структурная единица Пояса Могот состоит как минимум из трех главных шарьяжных пластин (снизу вверх): Понс, Инфермо и Виньялес [Piotrowska, 1976].

Тектоническая пластина Понс образована толщей тонкослоистых микритовых известняков с частыми горизонтами кремней видимой мощностью свыше 200 м (формация Понс). Ее возраст по микрофауне определяется в пределах от титонского века поздней юры до конца позднего мела включительно. Выше с перерывом в основании залегают толща палеоцен-эоценовых пород, начинающаяся мало мощной пачкой (50 м) пестроцветных микритовых известняков с планктонными фораминиферами раннего палеоцена (формация Анкон) и перекрывающаяся 200-метровой толщей олистостромового строения (формация Пика-Пика).

Следует иметь в виду, что глубокое параметрическое бурение, ведущееся в настоящее время в пределах структурной единицы Пояса Могот в долине Понс, показало (устное сообщение Г. Лопеса), что тектоническая пластина Понс на глубине 2400 м тектонически перекрывает фаунистически охарактеризованные породы кампана—маастрихта, что однозначно свидетельствует об ее шарьяжной природе.

Выше лежащая тектоническая пластина Инфермо состоит в нижней части из кварцевых песчаников и алевролитов формации Сан-Казтано (нижняя—верхняя юра, первые десятки метров видимой мощности), в средней части она представлена темными слоистыми биомикритовыми и раковинными известняками, переслаивающимися с глинистыми сланцами и мергелистыми известняками с аммонитами нижнего—среднего оксфорда (формация Хагуа, 160—200 м), и в верхней, отделенной перерывом от ниже лежащих, — палеоцен-эоценовыми микритовыми известняками и олистостромой формаций Анкон и Пика-Пика (см. рис. 6).

Самая верхняя тектоническая пластина Виньялес также начинается мало мощными фрагментами формации Сан-Казтано, которые надстраиваются вверх сланцево-известняковой формацией Хагуа (нижний—средний оксфорд), а затем толщей черных массивных либо слоистых известняков, доломитизированных известняков и доломитов с многочисленными тонкими кремнистыми прослоями (формация Гуасаса, 800 м). Возраст этой последней толщи определен в широком интервале времени: от конца оксфордского века поздней юры до туронского века позднего мела. Венчается разрез пластины, так же как и пластин Понс и Инфермо, залегающими с перерывом палеоцен-эоценовыми отложениями формаций Анкон и Пика-Пика.

Стратиграфические разрезы юрских, меловых и палеогеновых отложений, свойственные тектоническим пластинам структурной единицы Пояса Могот, как по своему геохронологическому объему, так и по литологическому составу (двучленный разрез с

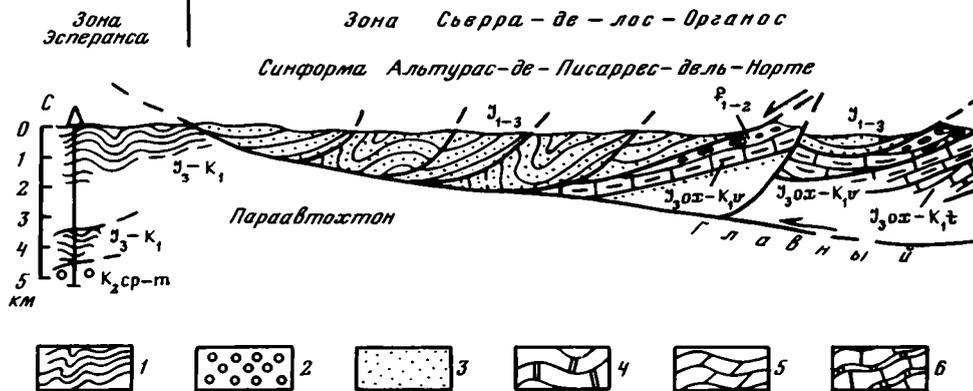


Рис. 8. Тектонический профиль через горную систему Сьерра-де-лос-Органос

1 — зона Эсперанса (верхнеюрские и нижнемеловые формации Польер, Санта-Люсия, Санта-Тере-за); 2, 3 — впадина Лос-Паласьос: 2 — верхнемеловой—среднепалеогеновый молассовый комплекс (формации Сан-Хуан и Мартинес, Капдевила), 3 — позднекайнозойский осадочный чехол; 4—10 — зона Сьерра-де-лос-Органос: 4 — верхнеюрские и меловые отложения пластины Понс (формация Понс), 5 — юрские отложения пластины Инфермо (формации Сан-Казтано, Хагуа), 6 — юрские и меловые отложения пластины Виньялес (формации Сан-Казтано, Хагуа, Гуасаса), 7 — юрские и нижнемеловые отложения тектонических пластин Южной зоны Сьерра-дель-Росарио (формации Сан-Казтано, Артемиса), 8 — юрские терригенные отложения структурных единиц Альтурас-дель-Сур и дель-Норте (формация Сан-Казтано), 9 — юрские апотерригенные зеленые сланцы и мраморы зоны Кангре, 10 — палеоцен-среднеэоценовые олистостромы (формация Пика-Пика) и палеоценовые микритовые известняки (формация Анкон); 11 — разломы, шарьяжи, надвиги; 12 — направление перемещения горных масс; 13 — глубокие параметрические скважины

терригенными породами формации Сан-Казтано юрского возраста внизу и меловыми карбонатными породами с включениями кремней, до туронского яруса включительно, (вверху) близки к таковым Южной структурно-формационной зоны Сьерра-дель-Росарио, хотя породы последней отличаются более глубоководным характером условий накопления.

Структурные единицы Альтурас-Писаррес-дель-Норте и дель-Сур в формационном отношении практически идентичны. Они сложены чередующимися темно-серыми кварцевыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами с редкими горизонтами гравелитов и еще более редкими прослоями известняков. В песчаниках много растительного детрита, встречаются растительные остатки ниже-среднеюрского возраста, а в известняках в верхах разреза — аммониты оксфордского яруса верхней юры. Породы неравномерно, участками очень сильно деформированы. Мощность свыше 1500—2000 м. Эти породы слагают несколько тектонических пластин и шарьяжей, надвинутых друг на друга по пологим поверхностям. Породы структурных единиц Альтурас-Писаррес-дель-Норте и дель-Сур тектонически перекрывают структурную единицу Пояса Могот, а на севере также и тектонические пластины Южной зоны Сьерра-дель-Росарио и зоны Эсперанса.

Наиболее высокое положение занимают породы структурной единицы Кангре, которая приурочена к самой южной части горной системы Сьерра-де-лос-Органос, непосредственно вблизи Главного Пинарского разлома. Эта структурная единица образована метаморфическими породами зеленосланцевой фации — апотерригенными зелеными сланцами с небольшими горизонтами мраморов в верхней части. Общепринято [Piotrowski, 1976] рассматривать эти породы как метаморфические аналоги свит Сан-Казтано и Хагуа, развитых непосредственно севернее, где их юрский возраст обоснован палеонтологически. Одновременно они сравниваются с юрскими и юрско-меловыми апотерригенными и карбонатными метаморфическими комплексами массива Эскамбрай на Центральной Кубе и о-ва Хувентуд [Сомин, Мильян, 1981]. Такого рода корреляции терригенных и карбонатных формаций Сьерра-де-лос-Органос, массива



нижнюю границу литосферы. Определенная таким методом мощность литосферы, т.е. надастеносферного слоя мантии и земной коры, минимальна (20–25 км) к югу от Главного Пинарского разлома, в Южном блоке, и быстро возрастает в северном направлении – до 40–60 км в Северном блоке Западной Кубы и в Мексиканском заливе, до 100 км во впадине Галф-Кост и до 200–300 км в пределах Северо-Американского материка.

Все сказанное, несомненно, свидетельствует о принципиальных различиях в строении земной коры и мантии между Северной миогеосинклинальной суперзоной и остальными (Центральной, Южной и Юго-Восточной) суперзонами Кубы.

### ВОСТОЧНЫЙ СЕГМЕНТ

На Восточной Кубе с юга на север выделяются миогеосинклинальная зона Ремедьос и эвгеосинклинальные зоны Аурас, Нипе–Кристалль–Баракоса и Сьерра-Маэстра, иногда обозначаемая как зона Кайман [Contribucion... 1983].

Зона Ремедьос, являющаяся восточным фрагментом Северной миогеосинклинальной суперзоны Кубы, сложена карбонатными отложениями. В основании разреза зоны располагается формация Гибара, представленная белым и светло-серыми стратифицированными, кристаллическими, органогенными известняками с прослоями скрытокристаллических и массивных известняков, известковистых мергелей и кремнистых конкреций. Для карбонатного разреза в целом характерно отсутствие вулканогенного и терригенного материала. Устанавливаются пелагические и неритовые фации. Последние сосредоточены в основном на юге зоны. Внутри карбонатного разреза отмечается слабое угловое несогласие, вероятно, предтуронского времени. Возраст формации Гибара альб–ранний маастрихт. Видимая мощность 700–800 м, а суммарная оценивается в 6 км. Вышележащая формация Хобал представлена доломитами, доломитовыми известняками (неритовая фация) с фауной позднего кампана–раннего маастрихта, что свидетельствует о частичном латеральном переходе между формациями Гибара и Хобал. Мощность 70–100 м.

Карбонатные отложения свит Гибара и Хобал несогласно перекрываются однообразными брекчиями формации Эмбаркадеро. Брекчии состоят из обломков разнообразных известняков, доломитов и кремней зоны Ремедьос, сцементированных карбонатным материалом. Они рассматриваются в качестве синорогенных брекчий, развитых вдоль южного края зоны Ремедьос. По своему стратиграфическому положению формация Эмбаркадеро относится к верхнему маастрихту–нижнему палеоцену.

С юга на зону Ремедьос надвинуты эвгеосинклинальные серии зоны Аурас (рис. 9, 10). Здесь обнажаются ультрабазиты, габброиды, вулканогенно-осадочная формация Иберия, терригенные, нередко флишюидные отложения формации Ла-Хикима, хаотические образования Ягуахай и Аतिकос, полосы меланжа, в последние годы обстоятельно изученные венгерскими геологами П. Якушом и И. Аидо, любезно познакомившими нас со своими материалами. В зоне Аурас, имеющей покровно-чешуйчатое строение, выделяются по крайней мере три самостоятельных аллохтонных комплекса (или структурные единицы). Нижний включает систему чешуй, подробно описанных М. Козари [Kozary, 1968] и сложенных вулканогенно-осадочными образованиями формации Иберия, олистостромовой толщей Ягуахай, серпентинизированными ультрабазитами, нередко превращенными в меланж. Средний аллохтонный комплекс сложен мощной пластиной ультрабазитов, в различной степени серпентинизированных и тектонизированных. Ультрабазиты перекрываются массивами известняков Тинахита, отчетливо выраженными в рельефе в виде куест. Верхняя структурная единица, занимающая южную часть зоны Аурас, сложена в основании серпентинитами с телами габбро-диабазов и пород кумулятивного комплекса ультраосновного и основного состава, которые тектонически перекрываются терригенной толщей Ла-Хикима, постепенно надстраиваемой олистостромовой толщей Аतिकос.

Формация Иберия сложена в основном пирокластическими образованиями (туфа-

Рис. 9. Структурные стратиграфические разрезы зоны Аурас Восточной Кубы

Условные обозначения см. на рис. 2

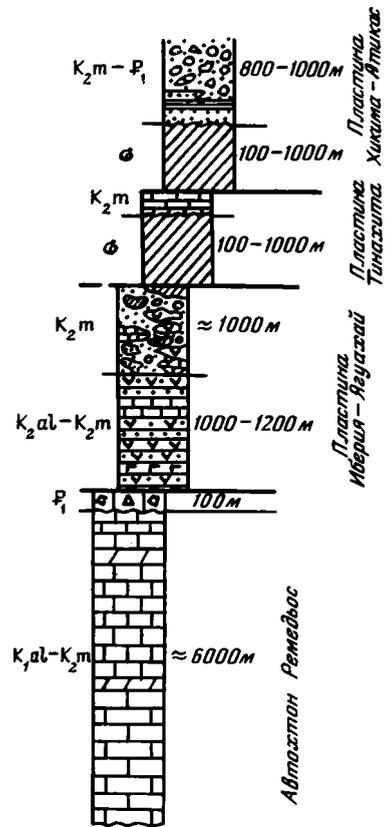
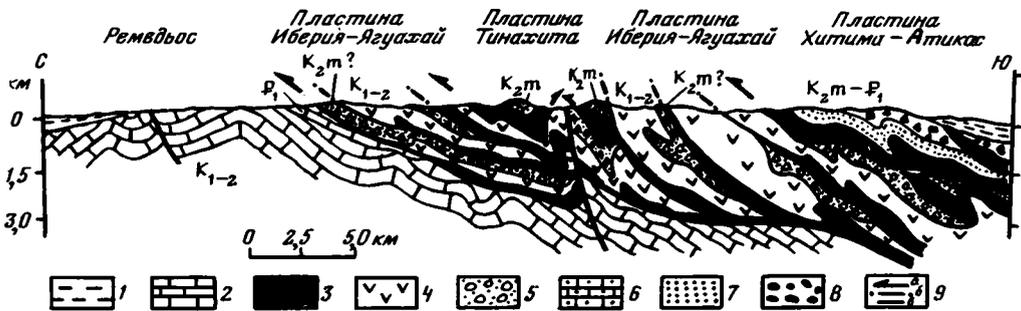


Рис. 10. Тектонический профиль через зоны Ремедьос и Аурас

1 - неоавтохтон; 2 - зона Ремедьос; 3 - гипербазиты; 4 - вулканогенно-осадочная формация Иберия; 5 - меланж Ягуахай; 6 - известняки Тинахита; 7 - формация Хикима; 8 - олистостромы Атикас; 9 - тектонические границы: а - надвиги, б - чешуи, в - взбросы



ми, агломератами) основного и среднего состава с горизонтами андезитов, андезитобазальтов, базальтов и дайками диабазов. В подчиненном количестве встречаются вулканомиктовые и туфогенные песчаники, конгломераты и известняки. Известняки содержат микрофауну альбского, сеноманского и туронского ярусов. В составе свиты выделяются [Contribucion..., 1983] карбонатная ассоциация (член) Ла-Морена (альб-турон), пелагические известняки Линдеро (кампан-маастрихт) и мелководные органогенно-обломочные и оолитовые известняки Тинахита (кампан-маастрихт), а также терригенная ассоциация Ла-Хикима. Принадлежность двух последних к свите Иберия вызывает у нас сомнение. Так, в карьере вблизи Агуас Кладас (к западу от шоссе Ольгин-Гибара) наблюдается стратиграфический контакт известняков Тинахита и серпентинизированных ультрабазитов. Известняки залегают на неровной поверхности рассланцо-

ванных гипербазитов. В одних местах известняки лежат прямо на серпентинитах, а в других — на базальных слоях серпентинитовых песчаников, алевролитов с линзами известняков. Мощность базальных слоев не превышает нескольких метров. В обломках встречаются силицитизированные и другие продукты коры выветривания серпентинитов. Вдоль контакта много послонных срывов, затушевывающих первичные стратиграфические взаимоотношения. Часто контакты известняков и гипербазитов тектонические, и нередко известняки оказываются закатанными в серпентиниты в результате позднейших тектонических подвижек и протрузивных процессов [Книппер, 1975].

Ассоциация верхнемеловых известняков Тинахита и ультрабазитов свойственна только среднему аллохтонному комплексу и, следовательно, структурно разобщена с формацией Иберия, основные поля развития которой приурочены к нижнему аллохтонному комплексу. Точно так же структурно разобщена с формацией Иберия и терригенная ассоциация Ла-Хикима, участвующая в строении тектонических пластин верхней структурной единицы. Терригенные породы формации Ла-Хикима располагаются структурно выше ультрабазитовой пластины. Они представлены главным образом вулканомиктовыми песчаниками с пачками флишoidalного переслаивания песчано-алевролитовых пород. Мощность формации 300 м и более, а возраст кампан-маастрихтский, т.е. тот же, что и у верхней части формации Иберия и известняков Тинахита.

Все это указывает на существование в поздне-меловое время в зоне Аукас чрезвычайно разнообразных структурно-фациальных обстановок, обусловивших в одних местах накопление мелководных известняков Тинахита непосредственно на высоко поднятых выступах меланократового фундамента, а в других — формирование на том же ультрабазитовом основании океанических или островодужных вулканогенно-осадочных серий (формации Иберия) или терригенных флишoidalных серий окраинно-морского типа (формации Ла-Хикима).

В составе аллохтонных комплексов зоны Аукас и отдельных тектонических пластин, их составляющих, широкое развитие получили хаотические комплексы — меланж и олистостромы.

Меланж Ягуахай представляет собой образования, состоящие из блоков (1–20 м) серпентинитов, габбро, габбро-диабазов, диабазов, вулканитов свиты Иберия и известняков типа Линдеро и Тинахита. Выходы Ягуахай располагаются вдоль контакта пород формации Иберия и серпентинитов, причем мощность изменяется от нескольких метров до 1 км. Толща сильно тектонизирована, что послужило основанием для отнесения ее к меланжу. Однако в некоторых местах удалось наблюдать терригенный матрикс, в котором вокруг отдельных глыб сохранились шлейфы осадочных брекчий. Это позволяет рассматривать Ягуахай как тектонизированную олистострому. Учитывая ее положение в чешуйчатой структуре между породами формации Иберия и серпентинитами, можно полагать, что олистостромовые образования надстраивают разрез свиты Иберия и тектонически перекрываются серпентинитами. Возможный возраст хаотических образований маастрихт–палеоцен.

Формация Атикос также представлена хаотическими образованиями, в которых существенную роль играют осадочные брекчи, конгломерато-брекчи, плохо сортированные, слабо стратифицированные. Среди обломков преобладают диабазы, габбро-диабазы, микрогаббро, долериты, серпентиниты. Брекчи по составу представляют монолитическими, однако обломки магматических пород отличаются по своим структурным и текстурным особенностям. Реже встречаются брекчи, содержащие также обломки вулканогенных пород, яшмоидов. Преобладающий размер обломков 1–10 см, но есть и более грубые обломки, глыбы и крупные олистолиты габбро-диабазов, диабазов, серпентинитов и серпентинитовых брекчий. В разрезах, содержащих прослои, линзы песчаников, туфов, известковистых пород, отчетливо видна стратификация. Формация Атикос по своему стратиграфическому положению относится к нижнему палеоцену.

Автохтонные и аллохтонные комплексы пород зон Ремедьос и Аукас трансгрессивно перекрываются породами свиты Вигийя (песчаники, известняки, мергели с прослоями кислых туфов) позднепалеоценового–среднеэоценового возраста. Свита Вигийя иг-

рает роль неавтохтона, но надо подчеркнуть, что состав обломочного материала пород свиты в зонах Ремедьос и Аурас различается, отражая состав пород фундамента. Подобное дифференцированное распределение обломочного материала трудно себе представить без допущения возможности сокращения и дальнейшего сближения комплексов Ремедьос и Аурас, происшедшего уже после отложения свиты Вигийя.

Зона Нипе—Кристалль—Баракоа имеет особенно сложное строение. В ее пределах выделяется ряд крупных аллохтонных и параавтохтонных комплексов, сложенных меловыми вулканогенно-осадочными сериями и офиолитовой ассоциацией, в том числе крупнейшими на Кубе массивами ультраосновных пород и габброидов, а также разнообразными метаморфическими образованиями.

В структурном отношении эта зона представляет собой огромную антиформу, слабо покоробленную, субширотного простирания. Ядро антиформы сложено вулканогенно-осадочной серией нижнего—верхнего мела, которая может рассматриваться в качестве параавтохтона или даже автохтона, а крылья — массивами ультраосновных пород, габброидов и метаморфических образований.

Меловая вулканогенно-осадочная серия сложена андезитами, базальтами, дацитами, стратифицированными туфами, туффитами, туфо-силицитами с горизонтами диабазов, агломератов, конгломератов и маломощными прослоями известняков [Contribucion . . ., 1983].

В зависимости от присутствия вулканитов кислого состава и степени метаморфизма пород в рассматриваемой вулканогенно-осадочной серии выделяется целый ряд формаций. Ее разрезы, развитые к северо-востока от ультрабазитового массива Сьерра-Кристалль и содержащие вулканиты кислого состава, объединяются в формацию Букуэй альбуронского возраста. Основные и средние вулканиты и подчиненные им осадочные породы альб-сенона, распространённые юго-восточнее того же ультрабазитового массива, получили название формации Санто-Доминго. Метаморфизованные аналоги этих вулканогенно-осадочных пород, находящихся к югу от массива ультраосновных пород Моа-Баракоа, объединены в формацию Ла-Фарола или Сьерра-де-Пуриаль (нижний мел—верхний мел, до кампана включительно). Датируется вулканогенно-осадочная серия по единичным находкам фауны, в том числе и в метаморфических породах. Ее мощность (неполная) оценивается в 2000 м.

Описанный меловой параавтохтонный комплекс тектонически перекрывается аллохтонными массивами ультраосновных пород — Моа-Баракоа на востоке и Сьерра-Кристалль на западе, а также стратиграфически в районе Сагуа-де-Танамо (вместе с ультраосновными породами массива Моа-Баракоа) — терригенной серией (формации Пикота и Микара) маастрихт-палеоценового возраста (см. рис. 12).

В основании маастрихт-палеоценовой терригенной серии развиты мощные, часто пестроцветные плохо отсортированные конгломераты и конглобрекции базального типа. Они состоят из обломков пород подстилающего вулканогенно-осадочного комплекса, а также габбро, серпентинитов, диоритов и известняков. Состав галек конгломератов четко изменяется в зависимости от подстилающих отложений. Так, вдоль западного края ультрабазит-габбрового массива Моа в базальных слоях преобладают обломки пород массива, хотя общий спектр обломков по-прежнему остается полимиктовым. Такие базальные слои обычно выделяются под названием формации (правильнее фации) Пикота, хотя некоторые исследователи [Cobiella, 1978] это название используют и для хаотических олистостромовых образований, развитых в этом же терригенном комплексе.

Вышележащая часть терригенной серии имеет флишоидный песчано-алевритовый состав, но, кроме того, содержит многочисленные горизонты подводно-оползневых образований (олистостром) и характерные пачки туфогенных турбидитов. Она чаще всего выделяется под названием формации Микара [Contribucion . . ., 1983]. Среди олистостромовых образований встречаются эндоолистостромы, состоящие из продуктов подводного оползания терригенных пород формации Микара, и экзоолистостромы, имеющие существенно серпентинитовый и габбро-диабазовый состав олистолитов. Характерные

голубовато-серые пачки туфогенных турбидитов состоят почти целиком из обломков серпентинизированных пород и часто характеризуются градационной слоистостью. С ними бывают связаны прослои туфов и линзы вулканогенного материала ультраосновного состава. В западном направлении, в сторону аллохтонного массива ультраосновных пород Сьерра-Кристалль, количество и мощность пачек турбидитов и экзоолистостромов резко возрастают и появляются тесно связанные с ними горизонты и линзы лавобрекчий и лав ультраосновного состава. У восточного края массива Сьерра-Кристалль они постепенно замещают фоновые терригенные отложения свиты Микара и "прослаиваются" мощными телами ультраосновных пород.

Аллохтонные массивы ультраосновных пород Сьерра-Кристалль и Моа-Баракоа, которые исследователи [Павлов и др., 1973] рассматривают в виде единого лакколитоподобного интрузивного тела, а имеющиеся различия в их строении объясняют разным эрозионным срезом.

В массиве Моа-Баракоа, аллохтонная природа которого не вызывает сомнений, преобладают гарцбургиты, дуниты, верлиты, лерцолиты, плагиоклазовые лерцолиты, пироксениты и троктолит-габбровая ассоциация (т.е. породы относительно "кислого" ряда) и развиты хромитовые руды высокоглиноземистого типа.

Ультраосновные и основные плутонические породы образуют верхнюю тектоническую пластину. Нижняя тектоническая пластина, разрез которой вскрывается по рекам Кивихан и Хохо, сложена, по данным А.Л. Книппера [1975], а также Х. Оро и Е. Фонсеки (устное сообщение), толеитовыми шаровыми базальтами и кремнистыми породами условно мелового возраста, мощностью в несколько сот метров. Состав и последовательность пород, слагающих эти две главные тектонические пластины, составляющие массив Моа-Баракоа, весьма напоминают перевернутый разрез позднемезозойской офиолитовой ассоциации, включая меланократовый фундамент и океанический чехол. Массив тектонически перекрывает метаморфизованные вулканогенно-осадочные образования формации Ла-Фарола и, в свою очередь, трансгрессивно перекрыт маастрихт-палеоценовой формацией Микара, что определяет домаастрихтское время становления шарьяжа [Книппер, 1975].

Сложнее обстоит дело с массивом Сьерра-Кристалль, в котором нет пород, характерных для верхней части офиолитовой ассоциации. Он сложен гарцбургитами, дунит-гарцбургитовым полосчатым комплексом, а также рудами с высокохромистым хромшпинелидом. Здесь нет габбро-диабазов, которые многими рассматриваются в качестве комплексов параллельных даек [Фонсека и др., 1985]. Аллохтонная природа четко выражена только в восточной части массива, тогда как в его западной части, судя по геофизическим данным, можно предполагать глубокий корень (или подводящий канал, как считают Н.Д. Павлов и др. [1973]). Действительно, интенсивные положительные гравитационные аномалии, достигающие 150–180 мгл. [Soloviev, Skidan, Skidan et al., 1964], свидетельствуют о значительной мощности гипербазитов в западной части массива и о его продолжении под впадиной Кауто-Нипе. Мощность ультрабазитов по разным расчетам оценивается в 4–12 км на фоне резко сокращенной мощности коры в этой части Восточной Кубы (до 14–16 км). Все это позволяет предполагать существование мантийного диапира в основании западной части массива Сьерра-Кристалль. Становление пород массива Сьерра-Кристалль не было одновременным. Юго-западная часть массива (Пиннарес-де-Маяри) имеет докампанский возраст, так как здесь ультраосновные породы с разрывом перекрываются кампан-маастрихтскими конгломератами Ла-Пикота. Однако в восточной части массива наряду с докампанскими породами, видимо, развита и более молодая маастрихт-палеоценовая вулкано-плутоническая ассоциация ультраосновного состава, о чем свидетельствуют сингенетичные горизонты ультраосновных лавобрекчий и туфов в прилегающих к массиву частях формации Микара, и, следовательно, аллохтонное положение этой части массива вызвано более молодыми средне-позднеоценовыми тектоническими подвижками.

Таким образом, имеются все основания полагать, что процесс становления шарьяжей в пределах зоны Нипе–Кристалль–Баракоа был многократным и достаточно длитель-

ным, охватывая интервал времени от кампанского века позднего мела до среднего эоцена включительно.

На Восточной Кубе не выделяется самостоятельная зона мезозойских метаморфических пород, как на юге Центрального сегмента Кубы. Однако метаморфические комплексы здесь развиты, но в форме разрозненных выходов, обнажаясь в тектонических окнах или образуя тектонические пластины среди ультрабазитов и меловых вулканогенно-осадочных серий. К ним относятся серия Асунсьон, серия Гуира де Хауко, формация Ла-Кореа.

Наиболее метаморфизованные комплексы известны на крайнем востоке Кубы, в горах Сьерра-дель-Пуриаль. Здесь в тектоническом окне из-под позднемеловой зеленокаменноизмененной вулканогенно-осадочной формации Пурьяль вскрываются последовательно с запада на восток метаморфизованные офиолиты, серия Гуира де Хауко и серия Асунсьон [Сомин, Мильян, 1981, 1985]. Офиолиты представлены серпентинитами, диабазами, микрогаббро и blastsмилонитами. Серия Гуира де Хауко сложена амфиболитами, плагиогнейсами с телами горнблендитов, габбро-амфиболитов и серпентинизированных гарцбургитов и прослоями метасилицитов. Амфиболиты Гуира де Хауко М.Л. Сомин и Г. Мильян сравнивают с амфиболитами Мабухина на Центральной Кубе, но радиологический возраст их здесь, несомненно, мезозойский ( $73,2 \pm 8$ ;  $75,4 \pm 3,4$  млн лет; К-Аг метод), чего нельзя сказать об амфиболитах Мабухина.

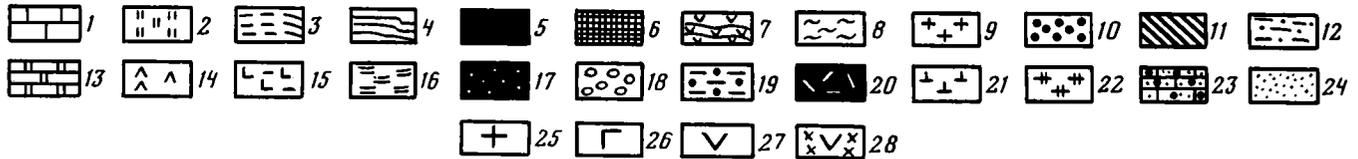
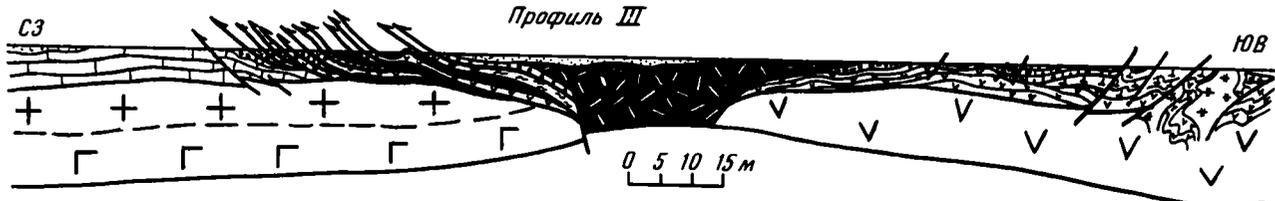
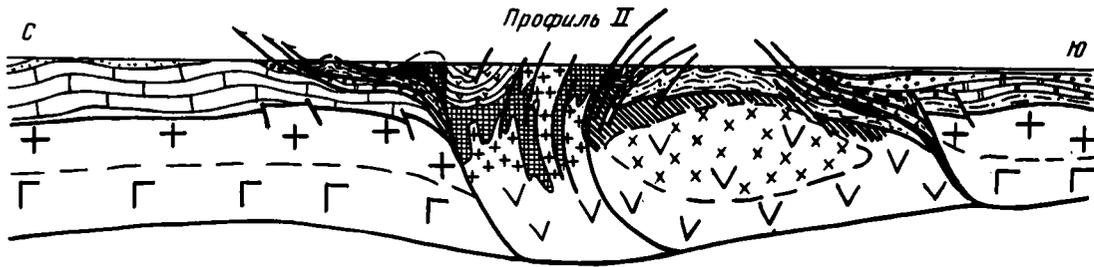
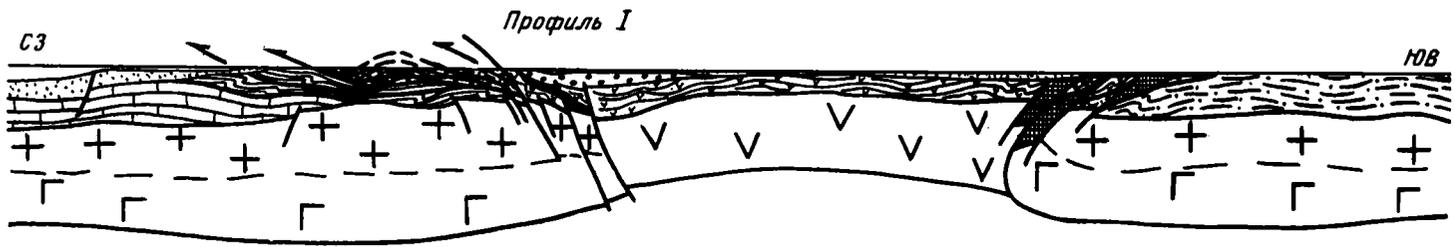
Офиолиты и амфиболиты Гуира де Хауко надвинуты на метаморфизованную серию Асунсьон, которая подразделяется на две формации [Сомин, Мильян, 1981] — Сьерра-Верде на западе и Чафарина на востоке. Первая сложена серицитовыми сланцами, филлитами с прослоями метасилицитов, кристаллических известняков и зеленокаменноизмененных туфов основного и среднего состава и телами диабазов и базальтов. В известняках встречены кальпионеллы, наннаконус и перекристаллизованные радиолярии, которые позволяют датировать эту формацию титонном—ранним мелом. Формация Чафарина состоит из кальцитовых и доломитовых мраморов с графитсодержащими, слюдястыми и битуминозными разностями и прослоями метакремней. Найденная микрофауна свидетельствует, скорее всего, о ее позднееюрском возрасте.

Учитывая такие определения возраста формаций серии Асунсьон, становятся понятными затруднения, возникающие при прямых корреляциях этих метаморфических толщ со сходными по составу метаморфическими (и неметаморфическими) формациями Центральной и тем более Западной Кубы.

Другой крупный выход метаморфических пород формации Ла-Кореа известен в юго-восточной части ультрабазитового массива Сьерра-Кристалль, где они либо слагают самостоятельную тектоническую пластину, либо "включены" в основание массива. Формация Ла-Кореа представлена амфиболитами, кварцитами, тальк-серпентинитовыми, графитовыми, серицитовыми, мусковитовыми и глаукофансодержащими сланцами. Часть метаморфических пород образовалась по вулканитам основного и среднего состава в условиях высоких давлений и температур, другие — по кремнистым, глинисто-кремнистым и терригенным породами [Сомин, Мильян, 1981]. По существу, блок метаморфических пород Ла-Кореа представляет собой тектоническую брекчию из пород разного генезиса, которые сильно деформированы и смяты в сложные складки нескольких генераций. Радиологический возраст сланцев (К—Аг-метод) определен в  $79 \pm 32$  млн лет, по мусковиту из сланцев —  $72 \pm 28$  млн лет [Сомин, Мильян, 1981].

Зона Сьерра-Маэстра занимает совершенно особое положение в общей структуре Кубы, поскольку она выделяется только в южной части Восточной Кубы и не имеет себе аналогов в остальных ее частях. Ее продолжение намечается в подводном хребте Кайман и в северной части подводного Никарагуанского поднятия. В пределах Кубы эта зона имеет резко наложенный характер, поскольку наиболее типичные для нее ранне-среднепалеогеновые вулканогенно-осадочные формации несогласно налегают на разнотипные мезозойские формации как в пределах самой зоны Сьерра-Маэстра, так и на краях зоны Нипе—Кристалль—Баракоа и даже на южном крае зоны Аурас.

Важнейшим членом формационного разреза зоны Сьерра-Маэстра является палеоцен-



среднеэоценовая формация Корбе, сложенная андезитами, агломератами, гиадокластами, туфами и туффитами среднего состава, а также андезито-базальтами. В подчиненном количестве развиты андезито-дациты, риолиты и прослойки туфогенных известняков. Формация Корбе отличается очень сильной латеральной изменчивостью — вулканогенные и вулканогенно-обломочные фации по простиранию, особенно в верхней половине формации, во многих местах замещаются существенно обломочными вулканомикстовыми породами: известковистыми туффитами, псаммитами турбидитового типа и известняками с примесью вулканического материала (член Пилон). В других местах широко развиты кислые туфы, агломераты, игнимбриты (член Хонголосонго). Микрофауна из пород формации Корбе свидетельствует о широком возрастном интервале — от позднего мела до среднего эоцена. Учитывая, что меловая микрофауна является переотложенной, формацию Корбе датируют палеоценом—средним эоценом, хотя позднемеловой возраст ее низов возможен. Породы формации, особенно там, где преобладают осадочные породы, очень сильно дислоцированы, вплоть до образования опрокинутых и лежащих складок. В целом это типичная вулканоплутоническая ассоциация с широким развитием субвулканических тел диабазов, диорит-порфиров, гранит-порфиров и сиенит-порфиров, а также полнокристаллических интрузивных массивов кварцевых диоритов, тоналитов, плагιοгранитов и монзонитов. Мощность формации оценивается в 800—1000 м.

В северном направлении, на краю зоны Нипе—Кристалль—Баракоа, формация Корбе замещается разновозрастными формациями Гран-Тиера (палеоцен) и Миранда (палеоцен—средний эоцен), которые представлены грубообломочными конгломератовыми фациями, кислыми туфами и туффитами, тефрогенными известняками, мергелями и единичными телами андезитов и андезито-дацитов. Мощность их сокращена по сравнению с формацией Корбе и не превышает 200—300 м.

Еще севернее, на южном крыле зоны Аурас, развит еще более далекий возрастной аналог формации Корбе — формация Вигия, образованная продуктами далекого разноса туфового материала из области активного островодужного вулканизма в зоне Сьерра-Маэстра — тонкозернистыми туфами и туффитами кислого состава, мергелями и известняками с примесью туфогенного материала.

Верхняя часть разреза зоны Сьерра-Маэстра представлена сначала трансгрессивно залегающими маломощными (50, максимум 200 м) горизонтами органогенных и органогенно-обломочных известняков средней части среднего эоцена (формации Чарко-Редон-



Рис. 11. Тектоно-геофизические профили через Западную (I), Центральную (II) и Восточную (III) Кубу

1—4 — мезозойские комплексы Северной континентальной окраины: 1 — шельфовые карбонатные комплексы зоны Ремедьос, 2—4 — глубоководные карбонатно-кремнистые и алевитро-глинистые комплексы континентального склона (в зонах: 2 — Камахуани, 3 — Пласетас, 4 — Эсперанса); 5 — фрагменты ультрабазит-габбрового фундамента и позднемезозойского базальтового чехла Северо-Кубинского субокеанического бассейна; 6—9 — комплексы меловой островной дуги: 6 — фрагменты докембрийского меланократового метаморфического фундамента, 7 — островодужные вулканогенные и вулканогенно-осадочные комплексы мела в зонах Байя-Онда, Саса, Лас-Тунас, Аурас и Нипе—Кристалль—Баракоа, 8 — терригенные флишиодные комплексы окраинно-морского типа в зоне Аурас, 9 — позднемеловые гранитоиды; 10 — палеоценовые олистостромы; 11—17 — комплексы Южной континентальной окраины: 11 — фрагменты докембрийского кристаллического основания, 12, 13 — эпиконтинентальные мезозойские комплексы центральной части массива Эскамбрай, о-ва Хувентуд и зоны Сьерра-де-лос-Органос (12 — песчано-алевритовые, 13 — карбонатные), 14—17 — мезозойские комплексы зон деструкции (14 — вулканогенно-карбонатные и вулканогенно-терригенные в поясе Кангре, северной части купола Тринидад и центральной части купола Санкти-Спиритус, 15 — карбонатно-кремнисто-вулканогенный в южной части купола Тринидад, 16 — флишиодные в южной части купола Тринидад, 17 — ультрабазиты и габбро); 18 — кампан-маастрихтские молассы; 19 — маастрихт-палеоценовые флишево-олистостроменные комплексы внутриокеанического рифта; 20 — магнийный диапир; 21—23 — позднемеловые—среднеэоценовые вулканогенные и терригенные комплексы зоны Сьерра-Маэстра: 21 — островодужные вулканы палеоэоцена—среднего эоцена, 22 — гранитоиды, 23 — терригенные молассы среднего-позднего эоцена; 24 — позднейкайнозойский осадочный чехол; 25—27 — земная кора по геофизическим данным: 25, 26 — континентального типа (слои: 25 — "гранитный", 26 — "базальтовый"), 27 — переходного типа; 28 — новообразованное "гранитное" ядро в коре переходного типа

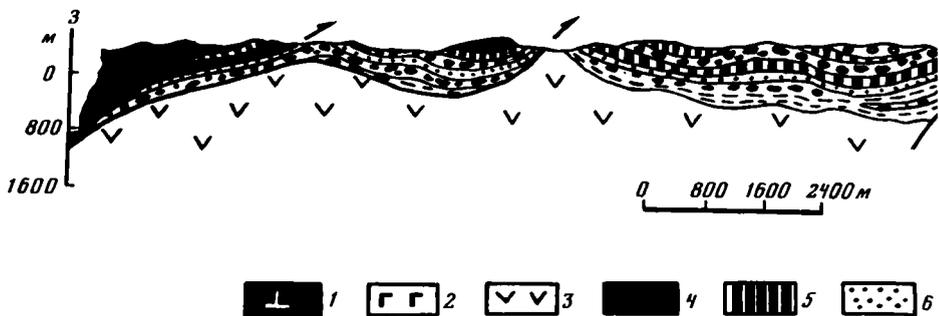


Рис. 12. Геологический профиль через Сьерра-Кристалль—Сагуа-де-Танамо—Моа

1 — гипербазиты массива Моа; 2 — габброиды; 3 — вулканогенно-осадочные образования формации Букуей (мел, альб-турон); 4 — ультрабазиты массива Сьерра-Кристалль; 5 — лавобрекчии, туфобрекчии и туфы ультраосновного состава (маастрихт-палеоцен); 6 — туфогенные турбидиты (маастрихт-палеоцен); 7 — олистостромы (маастрихт-палеоцен); 8 — флишиодные пачки формации Мисара (маастрихт-палеоцен); 9 — конгломераты (маастрихт-палеоцен); 10 — тектонические нарушения

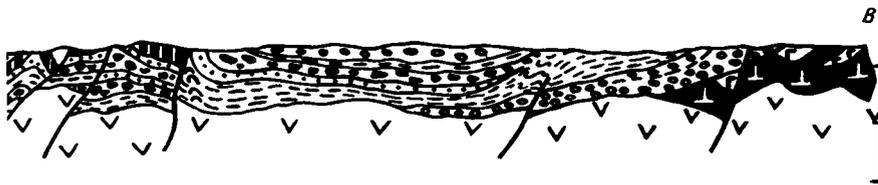
до и Пуэрто-Бониато), а затем туфогенно-молассовой толщей среднего—верхнего эоцена (формации Сан-Луис, Сагуа и их аналоги) мощностью свыше 700 м.

Время основных деформаций в пределах зоны Сьерра-Маэстра, в том числе и шарьяжеобразования, особенно сильно проявленного в южной части зоны, — средний—поздний эоцен, что в совокупности с палеоцен-раннеэоценовыми, маастрихтскими и кампанскими деформациями в подстилающих комплексах зон Нипе—Кристалль—Баракоеа и Аурас свидетельствует о длительном периоде сильной тектонической активности на юге Восточной Кубы, проявленной в многократных фазах тектонического скупивания горных масс, вулканизма и в перманентном существовании здесь островодужных условий.

Анализ геологических и геофизических материалов позволяет выделить в Восточном сегменте Кубы три крупных блока, различающиеся типом и мощностью земной коры и тектонической структурой (рис. 11).

Северный блок характеризуется мощной корой континентального типа, что находит отражение в типе гравитационных аномалий. В его поверхностной части выделяется Северная миогеосинклиальная суперзона с надвинутыми на нее с юга аллохтонами зоны Аурас. Аллохтоны представляют собой систему тектонических пластин и чешуй, сложенных разнородными и первично пространственно разобщенными формационными комплексами. При этом нижняя аллохтонная пластина дополнительно осложнена системой чешуй аккреционного типа. Автохтонные миогеосинклиальные карбонатные серии зоны Ремедьос в непосредственной близости с аллохтонами нарушены системой взбросов. Это нарушение — реакция автохтона на сжимающие усилия.

Центральный блок имеет аномально утоненную кору (14—18 км) субокеанического типа, что отражается в интенсивных положительных гравитационных аномалиях. Здесь развиты плотные массы ультраосновных пород, внедрившихся в верхнюю часть земной коры из мантии. Смещение выходов (массивов) ультраосновных пород и соответствующих им гравитационных максимумов относительно зоны минимальных значений мощности земной коры, определенных по сейсмическим данным [Бовенко и др., 1979; Буш, Щербакова, 1986], скорее всего, свидетельствует о том, что основное тело мантийного диапира имеет наклон к северо-западу. Как уже было отмечено выше, внедрение диапира было многоактным на протяжении позднего мела и палеогена. С этапами внедрения мантийного диапира хорошо согласуются периоды формирования шарьяжей и сопутствующих им олистостромов как в Северном, так и в Южном блоке (рис. 12). Это связано с общей дивергентной структурой Восточной Кубы, обусловленной выжиманием ультрабазитовых тектонических пластин из области Центрального блока и на север и на юг. Для Центрального блока в его поверхностной части типична ярко выра-



женная покровная структура с целым рядом крупнейших аллохтонных тектонических пластин, главную роль в строении которых играют массивы ультраосновных пород.

Южный блок характеризуется субконтинентальной корой переходного типа, особенно полно представленной в зоне Сьерра-Маэстра, с обособляющимися "базальтовым" и "гранитным" слоями. Мощность коры постепенно нарастает к югу, к хребту Сьерра-Маэстра, главным образом за счет увеличения "базальтового" слоя, а затем к югу от Кубы вновь утоняется и сменяется корой океанического типа, свойственной трогу Кайман. Становление переходной коры в Южном блоке связано с возникновением здесь палеогеновой островной вулканической дуги, в недрах которой произошло зарождение "гранитно-метаморфического" слоя. Земная кора Южного блока состоит из разнородных образований и, по всей вероятности, имеет вид "слоеного пирога", образовавшегося в процессе тектонического совмещения литопластин, сложенных меловыми островодужными вулканогенно-осадочными комплексами, мезозойскими метаморфическими комплексами, мантийными ультрабазитами и, наконец, палеогеновыми островодужными комплексами Сьерра-Маэстры. При формировании коры существенную роль играли сдвиговые перемещения как в северо-восточном, так и в северо-западном направлении. В.А. Буш и И.Н. Щербакова [1986] возможную амплитуду левосторонних сдвиговых перемещений оценивают в 200–250 км.

Легко заметить, что строение земной коры Восточной Кубы принципиально отличается от строения земной коры Центрального и Западного ее сегментов как по глубинному строению, так и по специфической дивергентной покровно-складчатой тектонической структуре.

#### ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРИРОДА СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫХ ЗОН КУБЫ

Сравнительный анализ строения, формационного состава и особенностей магматизма структурно-формационных зон Кубы и их глубинного строения по геофизическим данным позволяет объединить их в сравнительно ограниченное число главных тектонических элементов, имеющих также и палеотектоническое значение.

Северная миогеосинклинальная область, объединяющая структурно-формационные зоны Ремедьос, Камахуани, Пласетас, Эсперанса и Северную зону Сьерра-дель-Росарио, выделяется на Кубе традиционно, но в отличие от большинства исследователей мы исключаем из ее состава зоны Сьерра-де-лос-Органос и Южную зону Сьерра-дель-Росарио. Составляющие ее зоны демонстрируют последовательную смену с севера на юг условий мелководной карбонатной седиментации (зона Ремедьос) обстановками глубоководного карбонатного и кремнистого осадконакопления.

По своей тектонической природе северная миогеосинклинальная область однозначно определяется как п а с с в н а я о к р а и н а Северо-Американского континента. Это прямо вытекает из большого сходства в строении карбонатных разрезов юры и мела Северной Кубы и внутренних частей Багамской плиты, из наличия латеральных переходов между ними и хорошо подтверждается геофизическими данными об одно-

типном континентальном характере земной коры во всей этой области. Наиболее северная в пределах Кубы часть этой области, отвечающая зоне Ремедьос, с типичным для нее непрерывным от верхней юры до маастрихта разрезом мелководных известняков и эвалоритов, отвечает шельфу континентальной окраины. В направлении на юг шельф постепенно переходит в континентальный склон и подножие, следы которых распознаются в меловых и верхнеюрских отложениях зон Камахуани, Пласетас, Эсперанса и на севере Сьерра-дель-Росарио. Это выражается в широком развитии терригенных и карбонатных турбидитов с признаками сноса обломочного материала с севера, северо-запада и северо-востока [Pszczólkowski, 1982], в перемежаемости их с пелагическими микритовыми известняками с обилием наннопланктона, а также в возрастающей роли (особенно в альб-сеноманской части разреза) радиоляриевых кремней и кремнистых сланцев. Все это указывает на прогрессивное углубление бассейна седиментации в южном направлении.

Эвгеосинклиальная область Кубы, представленная зонами Саса, Лас-Тунас, Байя-Онда, Аурас, Нипе—Кристалль—Баракоа и Сьерра-Маэстра, занимает более южное положение по сравнению с миогеосинклиальной, хотя ее образования частично надвинуты на последнюю. Общим для всех зон эвгеосинклиальной области является присутствие в них фрагментов мезозойской океанической коры и островодужных вулканических комплексов мелового, а в зоне Сьерра-Маэстра и палеогенового возраста.

Фрагменты мезозойской океанической коры представлены офиолитовой ассоциацией и состоят из пород габбро-гипербазитового меланократового фундамента (дунитов, гарцбургитов, лерцолитов, серпентинитов, кумулятивных габбро, троктолитов, комплекса параллельных даек, плагиогранитов) и океанического чехла (толеитовых базальтов, терригенно-кремнистых пород) позднеюрского [Книппер, 1975] или раннемелового [Фонсека и др., 1985] возраста. Петрохимические особенности вулканогенных пород позднемезозойского офиолитового комплекса указывают на их океаническую природу [Фонсека и др., 1985], а аллохтонное положение на комплексах континентальной окраины, реже на меловых островодужных образованиях обусловлено их тектоническим выжиманием из зоны Главного офиолитового шва — сутуры Северо-Карибского окраинно-морского субокеанического бассейна, раздавленного в палеоцене—среднем эоцене при коллизии меловой вулканической дуги и Северо-Американского континента [Iturralde-Vinent, 1981].

Иное происхождение имеют ультрабазиты Восточной Кубы, являющиеся аллохтонными отторженными позднемелового мантинного диапира, внедрение которого вызвало раскол восточной части меловой вулканической дуги и последующее образование (в результате раздвига) локального рифтогенного субокеанического бассейна с коротким периодом развития, завершившимся в середине эоцена сжатием и дивергентным выжиманием покровов на север и юг. Следовательно, ультраосновные породы Восточной Кубы и надстраивающие их маастрихтские и палеоценовые мелководные карбонатные и флишеидные терригенные толщи являются образованиями меланократового фундамента и чехла субокеанического бассейна рифтогенного типа.

Меловые островодужные вулканические комплексы, широко представленные на Западной, Центральной и Восточной Кубе, являются составными частями крупной прото-Кубинской островной вулканической дуги. Они представлены известково-щелочной дифференцированной вулканической серией от базальтов до липаритов [Фонсека и др., 1985; Книппер, 1975; Contribucion... , 1983], возрастной объем которой меняется от апта до кампана на Западной и Центральной Кубе и до маастрихта включительно на Восточной Кубе. Характерно обилие пирокластических пород, свидетельствующих о центральном типе вулканических извержений, и широкое развитие (на разных уровнях разреза) осадочных, в том числе карбонатных, пород, накопившихся в депрессиях между вулканическими центрами. Формирование вулканических комплексов завершилось в конце мела внедрением гранитоидных интрузий, относящихся к габбро-диорит-плагиогранитной, габбро-сиенитовой и тоналит-гранодио-

ритовой ассоциациям [Eguirko et al., 1984], типичным для островных вулканических дуг. Однако гранитоидный магматизм проявился в пределах вулканической дуги крайне неравномерно, будучи приуроченным главным образом к ее Центральному сегменту. Да и здесь, например в зоне Саса, он, как, впрочем, и кислые вулканические и субвулканические образования, в основном развит на южном крае дуги, а в расположенной восточнее зоне Лас-Тунас, наоборот, — на северном ее крае, что указывает на крайне дифференцированную тектоническую и геодинамическую обстановку, в которой формировалась прото-Кубинская островная вулканическая дуга в конце мела. На это же указывает факт возрождения островодужного вулканического режима в крайней юго-восточной части прото-Кубинской дуги в палеогене (зона Сьерра-Маэстра) на фоне полного затухания магматической деятельности в остальной, большей ее части, которая начиная со второй половины кампана превратилась в амагматическую область.

Южная область развития юрско-меловых эпиконтинентальных терригенных, карбонатных и вулканогенно-осадочных отложений, в ряде случаев метаморфизованных в амфиболитовой и зеленосланцевой фациях, а также блоков домезозойского метаморфического основания, объединяющая зоны Сьерра-де-лос-Органос, Кангре, Южную зону Сьерра-дель-Росарио, Эскамбрай и о-в Хувентуд, резко отличается от всех остальных структурно-формационных зон Кубы. Напротив, по литолого-формационным особенностям юрские и меловые отложения этой области имеют много общего с аналогичными по возрасту комплексами пород примыкающей к Карибскому региону Южно-Американской континентальной окраины (Карибских хребтов Венесуэлы и др.), а также Юкатана. Подробно этот вопрос был нами рассмотрен специально [Моссаковский и др., 1986]. Ранее об этом писали М.Л. Сомин и Г.Мильян [1981], А. Меерхофф и Ч. Хаттен [Meyerhoff, Hatten, 1974] и многие другие. Поэтому здесь лишь напомним, что в пределах отмеченной выше Южной области Кубы возможно выделение комплексов (в форме чешуй или аллохтонных пластин) фундамента Южно-Американской континентальной окраины (например, диафторированные гнейсы и кристаллические сланцы Альгарробо) и ее мезозойского (в основном юрского и мелового) эпиконтинентального чехла. Накопление чехла происходило в мелководных прибрежно-морских условиях, о чем свидетельствует обилие фрагментов растительных остатков в юрских терригенных отложениях и дельтовые фации их накопления. Некоторое углубление бассейна, сопровождавшееся появлением флишеидных фаций, отмечено на севере Южной области Кубы при переходе от разрезов зоны Сьерра-де-лос-Органос на северо-восток, к разрезам Южной зоны Сьерра-дель-Росарио. Снос обломочного материала юрских терригенных пород чехла, как установил Г. Хачевский [Haczewski, 1976], шел с юга и юго-запада.

В поздней юре и раннем мелу резко возросло разнообразие фациальных типов отложений чехла, что было вызвано начавшейся тектонической фрагментацией Южно-Американской континентальной окраины. Эпиконтинентальное терригенное осадконакопление в поздней юре и мелу сохранилось лишь в собственно материковой части Южно-Американского континента, тогда как на отколовшихся и дрейфовавших на север континентальных фрагментах (о-в Хувентуд, Эскамбрай, аллохтонные пластины зон Сьерра-де-лос-Органос и Сьерра-дель-Росарио) терригенная седиментация сменилась карбонатной, а в рифтогенных зонах (Кангре, некоторые комплексы Эскамбрая) стали формироваться даже вулканогенно-терригенные и вулканогенно-карбонатные толщи позднеюрского и мелового возраста. Накопление чехольных и деструктивных комплексов прекратилось только в позднем мелу в связи с коллизией дрейфовавших на север микроконтинентов с прото-Кубинской вулканической островной дугой или с Северо-Американской континентальной окраиной.

Таким образом, выясняется, что в современной структуре Кубы участвуют тектонически совмещенные гетерогенные образования, принадлежавшие ранее к Северо-Американской и Южно-Американской континентальным окраинам, меловой прото-Кубинской островной дуге, Северо-Карибскому субокеаническому бассейну и к разнообразным деструктивным структурам рифтогенного типа.

Обзор строения мезозойских и раннепалеогеновых структурно-формационных зон Кубы и выяснение их тектонической природы приводят к выводу об исключительной сложности и тектонической неоднородности альпийского складчатого фундамента Кубы, как, впрочем, и более глубоких слоев ее земной коры. В результате крупномасштабных латеральных перемещений (по различным субгоризонтальным поверхностям) разнородных блоков земной коры, их столкновения и раздробления в этом фундаменте тектонически объединены (сжаты) фрагменты окраинных структур Северо-Американского и Южно-Американского континентов, мезозойских и раннетретичных островных дуг нескольких генераций и разделяющих их мезозойско-кайнозойских впадин краевых морей. Эти фрагменты различаются по типу и полноте стратиграфических разрезов юрских, меловых и раннепалеогеновых отложений, по их формационному составу, магматизму, по стилю и времени проявления складчатых и покровно-шарьяжных деформаций, что в целом обусловило столь сложную далеко не всегда понятную (во всяком случае, не всегда логически объяснимую) структурно-формационную зональность мезозойско-кайнозойских отложений Кубы.

В самом деле, в пределах Кубы тесно соседствуют, причем не только по латерали, но и по вертикали, тектонически перекрывая друг друга, зоны миогеосинклинального и эвгеосинклинального типов (например, зоны Сьерра-дель-Росарио и Байя-Онда на западе Кубы, Камахуани, Пласетас и Саса в центре, Ремедьос, Лас-Тунас и Аурас на востоке). На зонах с палеоцен-среднеэоценовым возрастом покровно-складчатых деформаций (Эсперанса, Сьерра-де-лос-Органос, Сьерра-дель-Росарио) в виде огромного тектонического покрова лежат кампанские складчатые комплексы со слабо деформированным верхнемеловым—эоценовым орогенным чехлом (зона Байя-Онда). Эвгеосинклинальная островодужного типа зона Саса непосредственно контактирует с позднемезозойскими и более древними метаморфидами Эскамбрия и о-ва Хувентуд, надвинутыми или пододвинутыми под нее, которые являются отторженцами Южно-Американской континентальной окраины. Наконец, раннепалеогеновая островодужного типа зона Сьерра-Маэстра на северо-востоке наложена на меловую эвгеосинклинальную островодужную зону Нипе—Кристалль—Баракоса, несогласно срезая и перекрывая ее структуры, а на юго-западе продолжается в подводном хребте Кайман, ограничивающем с юга современную субокеаническую Юкатанскую впадину.

В этом на первый взгляд полном хаосе все же при внимательном анализе просматривается некоторая упорядоченность, однако в большинстве случаев проявленная лишь в отдельных сегментах Кубинской островной дуги.

Для Центрального сегмента, ограниченного на западе Главным Пинарским разломом, а на востоке Восточным разломом (между зонами Лас-Тунас и Аурас), отчетливо намечается следующая, наиболее полная для Кубы последовательность разнородных структурных элементов (с севера на юг): 1) структурно-формационные зоны Северо-Американской континентальной окраины (Ремедьос, Камахуани, Пласетас), 2) Главный офиолитовый шов и сопровождающие его краевые офиолитовые (и островодужные) аллохтоны, выплеснувшиеся в раннем—среднем эоцене на Северо-Американскую континентальную окраину; 3) структурно-формационные зоны меловой вулканической островной дуги (Саса, Лас-Тунас) с кампанским возрастом складчатости и верхнекампан-маастрихтским и ранне-среднеэоценовым орогенным чехлом; 4) зона развития позднемезозойских и допозднемезозойских метаморфид Эскамбрия и о-ва Хувентуд — фрагментов чехла и фундамента Южно-Американской континентальной окраины, покровно-складчатая структура которой запечатлена в верхнекампанском и маастрихтском молассовом комплексе.

Такая последовательность перечисленных структурных элементов наряду с разным временем проявления в них тектонических деформаций позволяет утверждать, что Центральный сегмент Кубы сформировался в результате по крайней мере двух разновременных коллизий — позднемеловой (кампанской) и ранне-среднеэоценовой. Пер-

вая из них выразилась в столкновении отколовшегося от Южной Америки и дрейфовавшего на север фрагмента ее континентальной окраины с существовавшей в прото-Карибском бассейне с начала мела (возможно, с конца поздней юры) островной вулканической дугой (зоны Саса и Лас-Тунас), на южном крае которой активно протекал вплоть до момента коллизии в середине кампанского века процесс субдукции океанической коры южной части прото-Карибского бассейна. В результате такой аккреции образовалась прото-Кубинская островная дуга с поздне меловым (кампанским) складчатым фундаментом, на склонах которой стали накапливаться чехольные кампан-маастрихтские и ранне-среднеэоценовые молассовые и терригенно-карбонатные комплексы.

Происшедшая коллизия вызвала перескок и переориентировку субдукционной зоны с южного края дуги на ее северный край, с одновременным изменением падения ее плоскости с северного на южное. Это сразу же отразилось в соответствующем смещении зоны активных вулканических и гранитоидных плутонических процессов с южного края дуги (до кампана) на ее северный край (кампан). Возникновение новой субдукционной зоны с южным падением под дугу способствовало быстрому сближению прото-Кубинской островной дуги и Северо-Американской континентальной окраины благодаря сокращению размеров разделявшей их северной части прото-Карибского бассейна, океаническая кора которой пододвигалась под дугу и субдуцировалась. Эта часть бассейна довольно быстро (в маастрихте) превратилась в узкий мелководный прогиб, занимавший фронтальное положение по отношению к надвигавшейся на север прото-Кубинской островной дуге, а затем, в раннем—среднем эоцене, была раздавлена при непосредственном столкновении островной дуги с континентальной окраиной (вторая коллизия).

Следовательно, процесс формирования Центрального сегмента Кубы шел по двухступенчатой схеме: 1) коллизия меловой вулканической дуги и Южно-Американского континентального фрагмента (микроконтинента) с образованием прото-Кубинской островной дуги; 2) коллизия прото-Кубинской островной дуги и Северо-Американской континентальной окраины.

Совсем иначе представляется картина аналогичных тектонических процессов в Западном сегменте Кубы, к западу от Главного Пинарского разлома. Здесь наиболее очевидна непосредственная коллизия Южно-Американского континентального фрагмента и Северо-Американской континентальной окраины, минуя меловую вулканическую островную дугу, и произошло это в палеоцене — раннем—среднем эоцене.

Действительно, комплексы эпиконтинентального осадочного карбонатного и терригенного чехла южноамериканского типа (зоны Сьерра-де-лос-Органос и Южная зона Сьерра-дель-Росарио) и комплексы континентального склона и подножия Северо-Американской континентальной окраины (зоны Эсперанса и Северная зона Сьерра-дель-Росарио) здесь непосредственно контактируют, причем первые в форме шарьяжей и крупных тектонических покровов перекрывают вторые. Важно подчеркнуть, что до этого момента коллизии юрские и меловые комплексы всех перечисленных зон (как северного, так и южного типа) не претерпели сколько-нибудь серьезных тектонических деформаций, и, следовательно, можно утверждать, что палеоцен-среднеэоценовая коллизия была первой и единственной в истории этих двух тектонически разнородных элементов Западного сегмента Кубы.

В этом сегменте нет следов каких-либо субдукционных процессов (если не учитывать аллохтонную зону Байя-Онда), которые сопровождали бы латеральные тектонические перемещения разнородных блоков земной коры, завершившиеся палеоцен-эоценовой коллизией, хотя серпентинитовый меланж является характерным членом покровно-складчатой структуры Западной Кубы. Поэтому можно предполагать, что процесс перемещения на север Южно-Американского фрагмента происходил здесь по какой-то из субгоризонтальных поверхностей в верхних оболочках земной коры, включая и океаническую, и не был столь масштабным по расстоянию, как в Центральном сегменте.

Таким образом, схемой одноступенчатого столкновения Южно-Американского кон-

тинентального фрагмента и Северо-Американской континентальной окраины можно было бы удовлетворительно объяснить кинематику формирования Западного сегмента Кубы, если бы не эвгеосинклиальная структурно-формационная зона Байя-Онда, находящаяся в аллохтонном положении в северной части данного сегмента. В этом случае приходится предполагать в том же интервале времени дополнительные осложняющие горизонтальные перемещения сдвига-надвигового типа, в результате которых зона Байя-Онда была надвинута на комплексы Северо-Американской континентальной окраины либо с юго-востока при ее столкновении с западным отрезком прото-Кубинской островной дуги, предшествовавшем коллизии с Южно-Американским фрагментом (и тут мы вновь возвращаемся к двухступенчатой кинематической схеме, но в обратной последовательности по сравнению с Центральным сегментом), либо с северо-востока, из области возможного северо-западного продолжения зоны Главного офиолитового шва и зоны Саса в пределах северной акватории Кубы. В последнем случае придется допустить возможность тектонической фрагментации и Северо-Американской континентальной окраины. Вопрос этот труден и в настоящее время однозначно не может быть решен.

Наконец, совсем по-другому и асинхронно протекал процесс формирования Восточного сегмента Кубы. Другой для этого региона также было характерно столкновение Северо-Американской континентальной окраины с меловой вулканической дугой, сопровождавшееся надвиганием комплексов последней в виде тектонических пластин и чешуй в северном направлении, тем не менее определяющую роль в формировании Восточного сегмента сыграл мантийный диапир, расколовший в конце позднего мела существовавшую здесь вулканическую островную дугу и обусловивший дивергентное (на север и юг) движение масс и соответствующую ориентировку надвигов и шарьяжей. В отличие от остальных сегментов Кубы основные тектонические перемещения здесь произошли в конце маастрихта – в палеоцене, хотя внедрение мантийного диапира началось раньше – в кампане. В течение маастрихта и палеоцена в месте раздвигания над мантийным диапиром в зоне Нипе–Кристалль возник рифтогенный относительно мелководный бассейн с субокеанической корой, в разных частях которого накапливались либо мелководные органогенно-обломочные известняки (типа Тинахито), либо терригенные и туфогенные турбидиты и флишоиды с продуктами ультраосновного вулканизма (формация Микара в Сагуа-де-Танамао).

Периодическое разрастание и подъем мантийного диапира привели к перемещению на север и надвиганию на комплексы Северо-Американской континентальной окраины не только северных фрагментов меловой вулканической дуги, но и периферических частей рифтогенного субокеанического бассейна, комплексы пород которых слагают разные тектонические пластины зоны Аукас. Южные фрагменты меловой вулканической дуги вместе с ультрабазитами краевых частей мантийного диапира были перемещены на юг, где образовали зону тектонического сгущивания и метаморфизма горных масс (зона Нипе–Кристалль–Баракоа), ставшую фундаментом для раннепалеогеновой вулканической дуги зоны Сьерра-Маэстра.

Процесс разрастания мантийного диапира прекратился в конце среднего эоцена, когда весь Восточный сегмент, включая зоны Аукас, Нипе–Кристалль–Баракоа и Сьерра-Маэстра, испытал мощный импульс тектонического сжатия, объединивший в единую покровно-складчатую структуру все зоны Восточной Кубы.

Следовательно, кинематическая схема формирования Восточного сегмента Кубы резко отличалась от таковой для остальной части Кубы и характеризовалась отчетливым дивергентным характером тектонических перемещений с осевой субширотной зоной раздвижения.

В северной половине сегмента тектонические перемещения были направлены на север и привели в маастрихте–палеоцене к столкновению Северо-Американской континентальной окраины с фрагментами меловой вулканической дуги. В южной половине сегмента латеральные перемещения были направлены на юг (чего не было в остальных сегментах Кубы) и образовали зону субокеанической аккреции, ставшую фун-

даментом для раннепалеогеновой вулканической дуги Юго-Восточной Кубы и хребта Кайман.

Итак, выясняется, что тектоническая сегментация Кубинской островной дуги имеет весьма глубокие корни и находит свое выражение в различных не только структурно-формационной зональности, магматизма, времени и стиля тектонических деформаций, особенностей строения земной коры, но и кинематики тектонических движений.

Причины таких различий не могут быть выяснены на материалах только кубинской геологии, для этого требуется привлечение и анализ геологических и геофизических данных по всему Карибскому региону и его континентальному обрамлению с последующим составлением геодинамических и палинспастических схем и карт, что представляет собой самостоятельную задачу.

Вместе с тем уже сейчас становится ясным, что многие особенности тектонического развития Кубы не укладываются в существующие кинематические схемы Карибского региона (см., например, [Рябухин и др., 1983; Anderson, Schmidt, 1983; и др.]), и, следовательно, общая кинематическая и геодинамическая картина тектонических перемещений и взаимодействий в юре, мелу и палеогене блоков земной коры и литосферных плит в Центральной Америке и Карибском регионе оказывается гораздо сложнее, чем это представлялось раньше.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Адамович А.Ф. Геологическое строение и некоторые закономерности размещения полезных ископаемых Восточной Кубы: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: МГУ, 1967. 24 с.
- Бовенко В.Г., Щербакова Б.Е., Эрнандес Г. Связь геологического строения и структуры земной коры в пределах Западной Кубы // Сов. геология. 1978. № 6. С. 117–128.
- Бовенко В.Г., Щербакова Б.Е., Эрнандес Г. Глубинное геологическое строение западной части о-ва Куба // Тектоника и геодинамика Карибского региона. М.: Наука, 1979. С. 130–142.
- Буш В.А., Щербакова И.Н. Новы данные по глубинной тектонике Кубы // Геотектоника. 1986. № 3. С. 25–41.
- Кабрера Р., Чунев Д., Янев С., Цанков Ц. Геология и вулканизм зоны Саса в провинциях Камагуэй–Лас-Тунас // Prim. Simp. Soc. Cubana de Geologia. Habana, 1981. P. 11–12.
- Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975. 208 с.
- Книппер А.Л., Пуиг-Рифа М. Тектоническая структура гор Лос-Органос в районе Виньялес и положение в ней тел серпентинитов // Геология и полезные ископаемые Кубы. М.: Наука, 1967. С. 32–41.
- Лопес Г. Особенности тектоники и условий формирования скоплений нефти и газа Западной Кубы в связи с оценкой перспектив ее нефтегазоносности: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: МИНХ и ГП, 1984. 21 с.
- Марков М.С., Соловьева И.А., Чехович В.Д. Островные дуги и становление "гранитного слоя" земной коры // Геотектоника. 1967. № 1. С. 57–76.
- Моссаковский А.А., Альбегар Х.Ф. Покровная структура Западной и Северной Кубы и история ее становления в свете изучения олигоценом и моласс // Там же. 1978. № 3. С. 100–118.
- Моссаковский А.А., Некрасов Г.Е., Соколов С.Д. Метаморфические комплексы и проблема фундамента альпийских структур Центрального сектора Кубы // Там же. 1986. № 3. С. 5–25.
- Павлов Н.Д., Григорьева Н.И., Минь-Урбино М. Хромитоносность ультрабазитов Кубы // Геология полезных ископаемых Кубы. М.: Наука, 1973. С. 172–197.
- Пушаровский Ю.М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 222 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 234).
- Пушаровский Ю.М., Книппер А.Л., Пуиг-Рифа М. Тектоническая карта Кубы // Геология и полезные ископаемые Кубы. М.: Наука, 1967. С. 7–31.
- Пушаровский Ю.М., Моссаковский А.А. Геологическая карта Кубы // Вестн. АН СССР. 1986. № 10. С. 113–119.
- Рябухин А.Г., Чехович В.Д., Зоненишайн Л.П., Хаин В.Е. Эволюция Мексикано-Карибского региона // Геотектоника. 1983. № 6. С. 73–92.
- Сомин М.Л., Мильян Г. Метаморфические комплексы Пиноса, Эскамбрия и Ориенте на Кубе и их возраст // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972. № 5. С. 48–57.
- Сомин М.Л., Мильян Г. Некоторые черты структуры мезозойских метаморфических толщ Кубы // Геотектоника. 1974. № 5. С. 19–30.
- Сомин М.Л., Мильян Г. Амфиболитовый комплекс юга Центральной Кубы и проблема тектонического положения эвгеосинклинальной серии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1976. Т. 51, № 5. С. 73–93.

- Сомин М.Л., Мильян Г. Геология метаморфических комплексов Кубы. М.: Наука, 1981. 220 с. Тектоническая карта Кубы (м-б 1 : 1250000). М.: ГИН АН СССР; ГУГК СССР, 1966.
- Фонсека Е., Зелепугин В.Н., Эрдия М. Особенности строения офиолитовой ассоциации Кубы // Геотектоника. 1985. № 4. С. 88–89.
- Худoley К.М. Геологическое строение Кубы и ее положение в структуре Карибского региона: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Л.: ВСЕГЕИ, 1968. 31 с.
- Чехович В.Д. Геологическое строение и история геологического развития Больших Антилл: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: МГУ, 1966. 26 с.
- Шапошникова К.И. Тектоника Центральной Кубы // Геотектоника. 1974. № 1. С. 29–43.
- Шейн В.С., Иванов С.С., Клещев К.А. и др. Тектоника Кубы и ее шельфа // Сов. геология. 1978. № 2. С. 104–119.
- Шейн В.С., Клещев К.А. Строение и формирование Больших Антилл // Докл. АН СССР. 1977. Т. 234, № 4. С. 904–906.
- Шербакова Б.Е., Бовенко В.Г., Эриандес Г. Строение земной коры Западной Кубы // Сов. геология. 1977. № 8. С. 138–143.
- Эчевария Г., Шаблинская Н.В., Шапилов В.Н. Новые данные о строении земной коры западной части о. Куба // Докл. АН СССР. 1974. Т. 215. С. 673–676.
- Adnerson T.H., Schmidt V.A. The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean Sea region during Mesozoic Time // Geol. Soc. Amer. Bull. 1983. Vol. 94, N 8. P. 941–966.
- Cobiella I.L. Una melange en Cuba Oriental // La Minería en Cuba. 1978. Vol. 4, N 4. P. 46–51.
- Contribution a la Geologie de la Region Oriental de Cuba. Habana: Acad. Cienc. Cuba, 1983. 273 p.
- Ducloz C., Vuagnat M. A propos de l'age des Serpentinites de Cuba // Arch. Sci. Geneve. 1962. T. 15, f. 2. P. 309–332.
- Eguipko O., Sukar K., Pavlov V. et al. Principales particularidades petroquímicas de los granitoides del eugeosinclinal cubano y sus formaciones // Ciencias de la Tierra y del Espacio. 1984. N 9. P. 59–73.
- Furrazola-Bermudez G., Sanchez Arango R., Garcia R., Basov V.A. Nuevo esquema de correlacion estratigrafica de las principales formaciones geológicas de Cuba // Miner. en Cuba. 1978. Vol. 4, N 4. P. 36–52.
- Haczewski G. Sedimentological reconnaissance of the San Cayetano Formation: an accumulative continental margin in the Yurassic of Western Cuba // Acta. geol. pol. 1976. Vol. 26, N 2. P. 331–353.
- Iturralde-Vinent M.A. Nuevo modelo interpretativo de la evolucion geologica de Cuba // Ciencias de la Tierra y del Espacio. 1981. N 3. P. 51–89.
- Iturralde-Vinent M.A., Roque Marrero F.D. La Falla Cubitas: Su edad y desplazamientos // Ciencias de la Tierra y del Espacio. 1982. N 4. P. 47–70.
- Hatten C.W. Principal features of Cuban geology: Discussion // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1967. Vol. 51, N 5. P. 780–789.
- Kantchev J., Boyanov J., Popov N. et al. Geologia de la Provincia de las Villas. Habana: Fonda geol. nac., 1978. 1480 p.
- Khudoley K.M. Principal features of Cuban geology // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1967. Vol. 51. P. 668–677.
- Khudoley K.M., Meyerhoff A.A. Paleogeography and geological history of Greater Antilles // Mem. Geol. Soc. Amer. 1971. Vol. 129. P. 1–199.
- Knipper A.L., Cabrera R. Tectonic position of ultramafic bodies of Cuba // VI Conf. Carib. Maggarrita (Venezuela), 1972. P. 167–170.
- Knipper A.L., Cabrera R. Tectonica y geologia historica de la zona de articulacion entre el mio y el eugeo-sinclinal y del cinturón hiperbasico de Cuba // Contrib. geol. Cuba. Publ. espec. 1974. N 2. P. 15–77.
- Kozary M.T. Ultramafic rocks in thrust Zones of northwestern Oriente Province, Cuba // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1968. Vol. 52, N 12. P. 2298–2317.
- Kusnetzov V.I., Basov V.A., Furrazola-Bermudes G. et al. Resúmenes estratigrafica de los sedimentos mesozoicos y cenozoicos de Cuba // Miner. en Cuba. 1977. Vol. 3, N 4. P. 17–19.
- Mapa tectónico de Cuba. Habana: Centro de investigaciones Geológicas, Instituto Cubano de Geodesia y Cartografía, 1984.
- Meyerhoff A.A., Hatten C.W. Diapiric structure in Central Cuba // Amer. Petrol. Geol. Mem. 1968. Vol. 8. P. 1021–1034.
- Meyerhoff A.A., Hatten C.W. Bahamas salient of North America // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1974. Vol. 58, N 6. P. 1201–1239.
- Millan G., Myczynski R. Fauna jurásica y consideraciones sobre la edad de las secuencias metamórficas del Escambray // Inform. cient.-tecn. Acad. Cienc. Cuba. 1978. N 80. P. 1–16.
- Pardo G. Stratigraphy and structure of central Cuba: abstract // N. Orlean Geol. Soc. Log. 1966. Vol. 6, N 12. P. 412–431.
- Pardo G. Geology of Cuba // The ocean basins and margins. N.Y.; L.: Plenum press, 1975. Vol. 3. P. 553–615.
- Piotrowska K. The nappe development in the Sierra de los Organos (Cuba) // Bull. Acad. pol. sci. Sér. sci. terre 1975. Vol. 23, N 1. P. 43–52.
- Piotrowska K. Outline of Tectonics of the Pinar del Rio Province (Cuba) // Ibid. 1976. Vol. 24, N 3/4. P. 183–191.
- Piotrowska K. Nappe structures in the Sierra de Los Organos, Western Cuba // Acta geol. pol. 1978. Vol. 28, N 1. P. 97–170.

- Piotrowski J.* First manifestations of volcanism in the Cuban geosyncline // *Bull. Acad. pol. sci. Sér. sci. terre.* 1976. Vol. 24, N 3/4. P. 227–234.
- Pszczółkowski A.* Nappe Structure of Sierró del Rosarió (Cuba) // *Ibid.* P. 205–215.
- Pszczółkowski A.* Geosynclinal sequences of the Cordillera de Guaniguanico in western Cuba: their lithostratigraphy, facies development and paleogeography // *Acta geol. Pol.* 1978. Vol. 28, N 1. P. 1–96.
- Pszczółkowski A.* Cretaceous sediments and paleogeography in the western part of the Cuban miogeosyncline // *Ibid.* 1982. Vol. 32, N 1/2. P. 135–161.
- Pszczółkowski A.* Megacapas del Maestrichtiano en Cuba occidental y central // *Bull. Acad. pol. sci. Sér. sci. terre.* 1986. Vol. 34, N 1. P. 81–94.
- Puscharovski Y.M., Albear J.F.* Mapa Tectónico de la región del Caribe (Escala 1 : 7 500 000) // *Contribucion la Geología de Cuba.* Habana: Inst. Geol. Paleontol. Acad. Cienc. Cuba. 1974. P. 32–33. (Publ. Especial; N 2).
- Rigassi-Studer D.* Quelques voeux nouvelles sur la géologie Cubania // *Chron. mines et rech. minière.* 1961. N 302. P. 107–120.
- Rigassi-Studer D.* Sur le géologie de la Sierra de Los Organos, Cuba // *Arch. sci. Soc. phys. hist. nat. Geneve.* 1963. Vol. 16. P. 107–120.
- Rutten L.M.R.* Geology of the Northern part of the province Santa Clara, Cuba // *Geogr. geol. med. physio-geol.* 1936. N 11. P. 207–224.
- Soloviev O.N., Skidan S.A., Pankratov A.P., Skidan J.K.* Comentarios sobre el mapa magnetométrico de Cuba // *Rev. technol.* 1964. Vol. 2, N 4. P. 20–27.
- Soloviev O.N., Skidan S.A., Skidan I.K.* et al. Comentarios sobre el mapa gravimétrico de la Isla de Cuba // *Ibid.* P. 8–19.
- Wassal H.* The relationship of oil and serpentinite in Cuba // *Pept. XX Inter. Geol. Congr. Mexico.* 1956. Sec. 3. P. 124–135.

УДК 551.243.6

С.А. КУРЕНКОВ, А.С. ПЕРФИЛЬЕВ

### СПРЕДИНГ В ОКЕАНИЧЕСКИХ И КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ СТРУКТУРАХ

Магматизм основного состава, имевший место в океанических структурах геологического прошлого и современный, преимущественно связывается с процессом спрединга. Формирующиеся при этом породы объединяются в обширную группу, называемую толеитовыми базальтами. Уже давно обращает на себя внимание тот факт, что толеиты, широчайшим образом распространенные в корах океанического типа, не менее широко развиты в принципиально иных структурах Земли — на континентах. Здесь они объединяются в особого типа формацию, известную в литературе под названием "траптовая". Примечательно, что толеиты океанических пород неогена и толеиты траптов трудно отличимы друг от друга по петрографическим, минералогическим и петрохимическим характеристикам. Наиболее принципиальной разницей является среда, в которой происходит образование комплексов: океанические толеиты формируются в условиях достаточно глубокого моря (океана), трапты, напротив, в большинстве своем наземные. Разница между этими группами магматитов основного состава становится более очевидной, когда удается привлечь геохимический инструмент для тонкого анализа.

Гораздо слабее изучены вопросы, касающиеся сравнения геодинамических обстановок, в которых происходит выведение толеитовой магмы в верхние горизонты земной коры. Этот недостаток объясняется тем, что изучение разрезов коры современных океанов сильно осложняется наличием мощного слоя водной среды, а палеоокеанические разрезы развиты в виде небольших фрагментов в складчатых областях, в то время как трапты (континентальные толеиты) хотя и слагают обширные пространства в пределах современных континентальных блоков, но плохо обнажены.

Совершенно очевидно, что ведущим геодинамическим процессом, продуцирующим океанические толеиты, является спрединг земной коры. Явление это в настоящий момент настолько хорошо изучено, что стало возможным не только говорить о его общей направленности, но и выделить целый набор его особенностей.

## ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СПРЕДИНГА В ОКЕАНИЧЕСКИХ И ПАЛЕОКЕАНИЧЕСКИХ СТРУКТУРАХ

Для океанических структур неогей, развитых как в пределах современных акваторий, так и в тектонических фрагментах складчатых областей континентов, довольно давно установлено, что их базальтовые компоненты образуются в совершенно определенной геодинамической обстановке — раздвигания, или спрединга. Более того, процесс спрединга хорошо изучен благодаря наличию в разрезе океанической коры комплексов типа "дайка в дайке" [Тайер, 1977; Перфильев, Херасков, 1980; Куренков, Перфильев, 1984; Печерский и др., 1983; и др.]. Эти дайковые образования весьма специфического геологического строения оказались наиболее информативными, так как по своей сути призваны запечатлеть динамику растяжения земной коры. Первоначальная точка зрения Т.П. Тайера [1977], заключавшаяся в том, что "дайки в дайках" редки и не являются характерными для океанической коры, оказалась ошибочной [Куренков, Перфильев, 1984]. Детальный анализ строения дайковых комплексов офиолитовых разрезов складчатых областей, сравнение их с разрезами коры современных океанических и окраинно-морских акваторий позволяют установить ряд характеристик, определяющих связь базальтового магматизма с тектоническими процессами. Естественно, что нами привлекаются также данные по строению всего разреза океанической коры.

### Непрерывность, дискретность и мультиплицированность спрединга

Сами по себе комплексы "дайка в дайке" относятся к числу геологических явлений парадоксального характера. Действительно, внедрение дайковых тел происходит в толщу пород, представленную дайками же. При этом не наблюдается существенных раз-

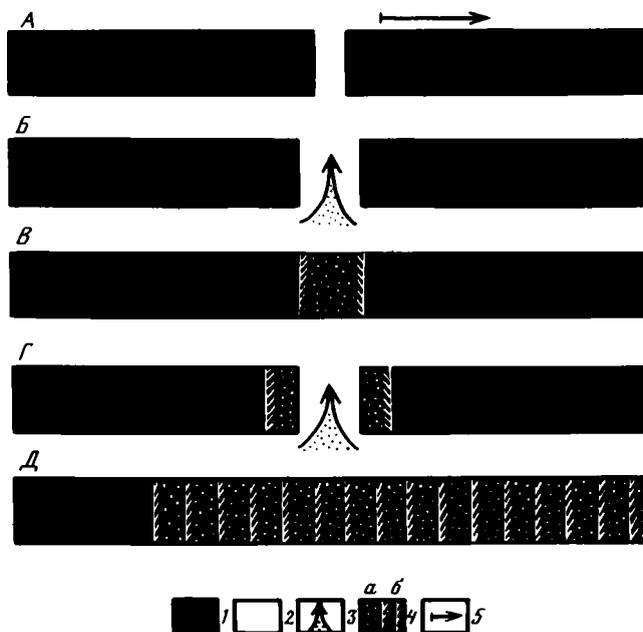


Рис. 1. Принципиальная схема формирования комплексов типа "дайка в дайке" в условиях спрединга земной коры

Этапы: А — раскрытие условно первой трещины, Б — заполнение трещины магмой, В — образование дайки, Г — образование последующей дайки (условно второй), Д — конечный результат

1 — условные блоки земной коры; 2 — формирующаяся трещина; 3 — магма основного состава и направление ее подачи; 4 — застывшая магма в виде даек (а) и их эндоконтактов (б); 5 — направление относительного перемещения блоков земной коры

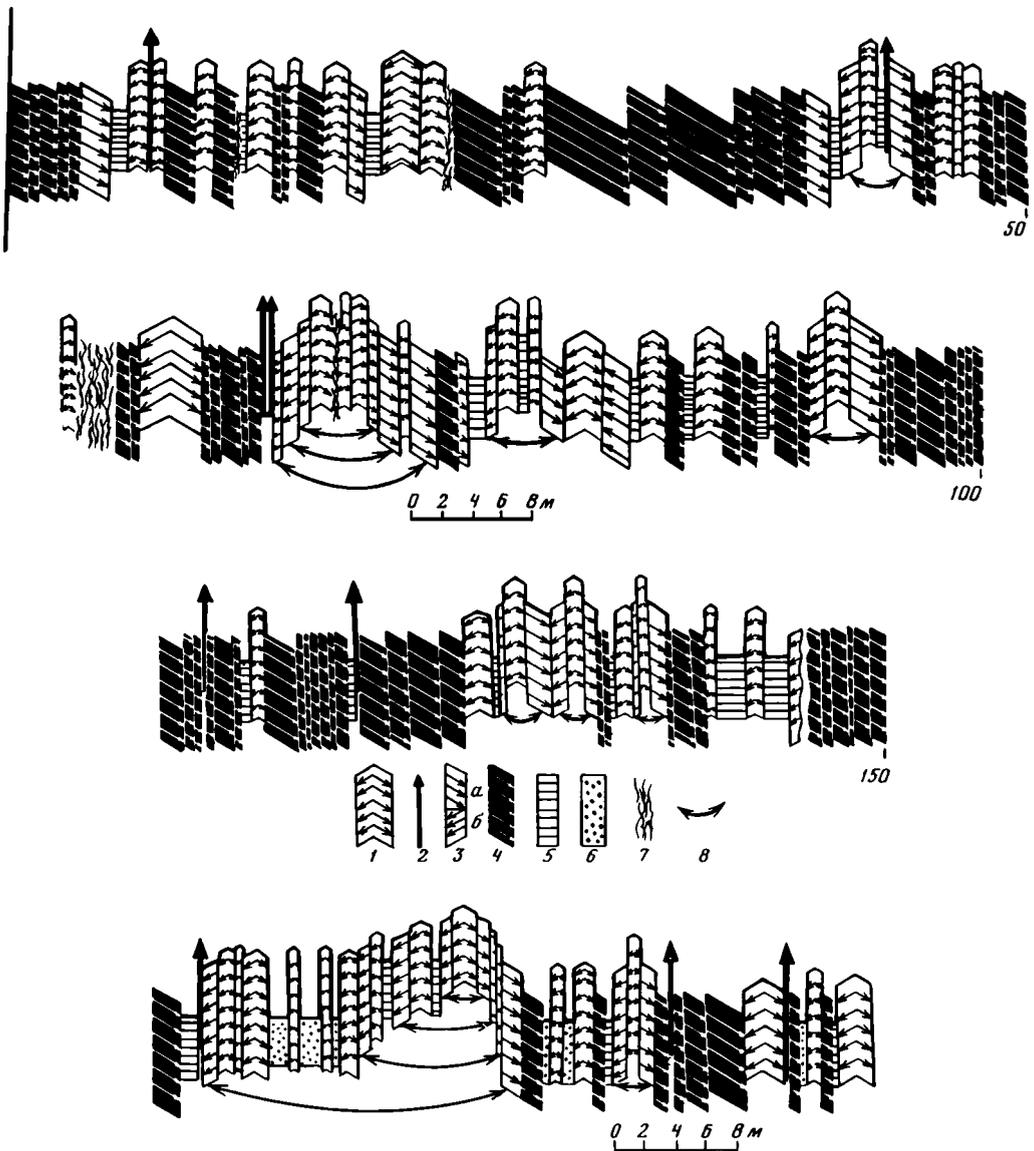


Рис. 2. Схематизированная зарисовка фрагмента комплекса типа "дайка в дайке" в офиолитах Южных Мугуджар (р. Шулдак)

1-3 - морфометрические типы даек поздней генерации: 1 - стандартные дайки с двумя эндоконтактами, 2 - то же, но внемасштабной мощности, 3 - совмещающиеся полудайки с восточными (а) и западными (б) эндоконтактами; 4 - полудайки ранней генерации; 5 - реликты даек, в процессе спрединга лишенные зон закалки; 6 - скрины; 7 - зоны тектонических нарушений; 8 - предполагаемые варианты совмещения полудаек поздней генерации

личий в петрографо-петрохимических характеристиках внедряющихся интрузивных тел и вмещающих. Более того, существенная часть даек, строго говоря, представлена своими половинами (полудайками). Иными словами, в конкретных разрезах наблюдаются пакеты стенообразных тел, хорошо раскристаллизованных с одной стороны и с эндоконтактовыми фациями с другой.

Теоретическая модель образования комплексов типа "дайка в дайке" предпола-

гает, что выделение базальтовой магмы в высокие горизонты земной коры (в том числе на поверхность дна акваторий в виде подушечных лав) происходит из единой трещины (или соподчиненной системы трещин), раскрытие которой поддерживается непрерывным раздвижением ограничивающих ее флангов (бортов, стенок) в стороны (рис. 1, А). Таким образом, непрерывным условием образования комплексов "дайка в дайке" является непрерывность спрединга.

С другой стороны, при непрерывном раздвижении магмовыводящей трещины мы получили бы в конечном итоге дайковое тело, мощность которого отвечала бы продолжительности растяжения. Это означает, что для получения пакета даек стандартной мощности (в пределах первых метров) процесс растяжения должен иметь перерывы, во время которых магма в трещине частично или полностью застынет (рис. 1, Б, В). Последующая фаза раскрытия такую дайку разорвет, а соприкосновение поднимающейся новой порции расплава с относительно холодными стенками приведет к формированию закальных (эндоконтактовых) фаций (рис. 1, Г). Таким образом, непрерывный по своей сути процесс раздвижения (спрединга) обладает свойством дискретности. Именно благодаря явлению дискретности формируются пакеты полудаек, прислоненных одна к другой, (рис. 1, Д).

Картина строения океанических дайковых комплексов, наблюдаемая в конкретных обнажениях, неизмеримо сложнее, чем это предполагает теоретическая модель. Здесь, как правило, сочетаются, чередуясь, дайки и полудайки, анализ соотношений которых помогает воссоздать сложности процесса растяжения. Но как бы ни был запутан "сценарий" развития зон растяжения, очевидно одно: в осях спрединга идет мультиплицированный процесс, который продолжается в конкретных структурах на протяжении миллионов лет, благодаря чему нередко удается в палеоструктурах наблюдать многокилометровые разрезы комплексов "дайка в дайке" (рис. 2). Изучение разрезов дна современных океанов позволяет предполагать, что практически повсеместно второй слой, представленный в верхних горизонтах подушечными лавами, в нижних частях имеет дайковый комплекс ("дайка в дайке"), который не только фиксирует процесс раздвижения, но и служит магмоподводящим каналом для лав. Судя по геофизическим данным, ниже лав второго слоя океанической коры в океанах почти всегда выделяется сейсмически прозрачный слой, которому, вероятнее всего, и отвечает дайковый комплекс.

Таким образом, обобщение данных по строению дайковых комплексов позволяет определить важнейшие особенности процесса спрединга: непрерывность, дискретность и продолжительную мультиплицированность.

Характер спрединга в других горизонтах разреза океанической коры определить труднее. Тем не менее анализ особенностей их строения показывает, что намечается тенденция возрастания степени дискретности вверх по разрезу. Не исключено, что определяющим фактором, изменяющим степень дискретности растяжения, является изменение физических параметров коры: снизу вверх за счет естественного изменения  $P$ - $T$ -условий возрастает хрупкость литосферы.

### Элементы рассеивания спрединга

Геологическая модель предполагает формирование комплексов типа "дайка в дайке" при непрерывном, дискретном и мультиплицированном раскрытии единой трещины (или системы трещин), т.е. при наличии оси раздвижения, по которой происходит магмовыведение и по обе стороны от которой формируются фланги. Положение таких осей относительно границ литосферных плит нестабильно, что приводит к явлению рассеивания спрединга.

Скачкообразная, но закономерная миграция осей магмовыведения (спрединга) впервые установлена в Исландии К. Саймундсоном. Ему удалось показать, что существовала миоценовая зона магмовыведения, продуцировавшая базальты в интервале времени (в абсолютном измерении) от 16 до 7 млн лет назад. Современная ось спрединга, находящаяся на продолжении подводного хребта Рейкьянес, отстоит от миоценовой 156

на 120–130 км к востоку. Явление перескакивания было названо его первооткрывателем джампингом [Saemundsson, 1980].

Изучение Срединно-Атлантического хребта [MacDonald, 1977] и рифтовой долины Красного моря [Зоненшайн и др., 1981] показывает, что явление перескакивания (джампинга) не уникально, а характерно для зон растяжения земной коры. Установленный в указанных районах джампинг имеет амплитуду порядка 5–6 км.

Структурный анализ ориентировки зон закалки и ряда других морфоструктурных особенностей комплекса "дайка в дайке" и ассоциирующихся с ним базальтовых лав палеозойского палеоокеанического аллохтона Южных Мугоджар позволил установить существование палеоджампинга. Подробно этот вопрос рассмотрен в других наших публикациях [Куренков, Перфильев, 1984; Перфильев и др., 1985]. Отметим, что в пределах площади распространения дайкового комплекса в современной структуре фиксируется несколько палеосей раздвигания и магмовыведения. Благодаря хорошей обнаженности, позволяющей наблюдать в непрерывной последовательности значительное количество даек, удастся установить последовательность их формирования. Отчетливо выделяется относительно древняя (условно первая) палеосей, расположенная на западе офиолитового аллохтона. Более молодая палеозона магмовыведения "отскочила" к востоку на 8–12 км. Весьма вероятно существование еще более молодой и еще более восточной палеозоны раздвигания, но, к сожалению, в условиях современной обнаженности наблюдается лишь часть ее западного фланга. Залегания даек и лавовых потоков показывают, что зоны палеоспрединга образуют пологие синклиналеподобные структуры, за морфологию которых ответственны флексуобразные перегибы на флангах. Благодаря этому в современном эрозионном срезе осевые части "отмерших" ("брошенных") палеозон спрединга сложены подушечными лавами, а фланги — подстилающими базальты долеритами комплекса "дайка в дайке".

Граница между дайками, связанными с "брошенной" осью спрединга, и дайками более молодой и более восточной зоны спрединга определяется ориентировкой зон закалки в полудайках. Полудайки ранней генерации ("брошенный" рифт) закалены с восточной стороны. Полудайки новой зоны спрединга соответственно имеют западную ориентировку зон закалки (т.е. зоны закалки ориентированы в направлении, противоположном новообразованной, более восточной зоне магмовыведения). Эта граница маркируется телом габбро, вытянутым вдоль простираня даек. Западнее тела габбро полудайки связаны с более древним рифтом, восточнее — с более молодым. Перескок оси спрединга в восточном направлении в рассматриваемом случае составляет 8–12 км.

### **Фланговый (локальный, вторичный) микроспрединг**

Детальное исследование хорошо обнаженного шулдакского дайкового комплекса в Южных Мугоджарах (здесь удается в непрерывном латеральном разрезе описать участки дайкового комплекса на 500 и более тел) позволило выяснить, что всегда имеется несколько типов магматических тел [Печерский и др., 1983; Куренков, Перфильев, 1984]. Некоторые из них закалены только с одной стороны и представляют собой прислоненные друг к другу полудайки, а закономерная ориентировка эндоконтактов в них позволяет считать, что подобный тип комплекса отвечает теоретической модели спрединга. В каждой раздвигающейся зоне магмовыведения такие дайки представляют собой наиболее раннюю (первую) генерацию, условно названную нами фоновой. В пакете даек фоновой генерации всегда присутствуют тела даек второй генерации, имеющие зоны закалки с двух сторон и в своих центральных частях сложенные хорошо раскристаллизованными крупнозернистыми долеритами. Часто это не единичные дайки, а локальные пакеты полудаек. В таких пакетах (до двух десятков тел) полудайки, располагающиеся по обе стороны от "центральной дайки", легко мысленно совмещаются до целых (см. рис. 2). Они фиксируют микроспрединг, зоны которого мы условно называем минирифтами. Двухзакальные дайки второй генерации и мини-

рифты накладываются на фоновые дайки первой генерации и свидетельствуют о дополнительном раздвижении уже сформированного дайкового "слоя" палеоокеанической коры.

Распределение даек и полудаек второй генерации в шулдакском дайковом комплексе неравномерно. Существуют участки с явным их преобладанием, где фоновые полудайки могут составлять не более 10% комплекса. В других случаях дайки более поздних генераций редки или практически отсутствуют.

Минирифты второй генерации пользуются преимущественным распространением на восточном фланге ранней зоны спрединга, прилегающей к новообразованной (перескочившей) оси раздвижения и магмовыведения. Вероятно, они генетически и во времени связаны с процессами спрединга в новообразованной зоне.

Фланговый магматизм, выраженный разнообразными дайковыми роями и вулканическими аппаратами различного типа, характерен для третичных зон спрединга Исландии [Перфильев и др., 1985]. Фланговые дайковые комплексы типа минирифтов второй генерации характерны для других комплексов "дайка в дайке" офиолитовых ассоциаций, например они описаны в Омане [Pallister, 1981]. Во всех случаях фланговой магматизм связан с дополнительными, частными зонами раздвижения, сопровождающими главную зону спрединга.

Мы рассмотрели случаи, когда частные зоны спрединга явно подчинены главной зоне раздвижения, причем и те и другие субпараллельны друг другу. Очевидно, что в этих случаях спрединг в каждый данный момент концентрируется в основной зоне, хотя некоторый элемент рассеивания спрединга фиксируется на флангах главной зоны. Явление перескакивания (джампинга) оси спрединга также можно рассматривать как элемент его децентрализации и рассеивания. Действительно, при этом явлении мы имеем ряд осей спрединга, почти одновременных (в геологическом времени) друг другу.

Рассеивание спрединга широко проявлено в других офиолитовых ассоциациях (фрагменты палеоокеанической коры). При этом иногда зоны спрединга первой и второй генерации соизмеримы по своим масштабам и существует несколько близких по возрасту зон магмовыведения. Примерами могут служить Баян-Хонгорская зона Центральной Монголии и Хабаринский массив Южного Урала [Перфильев, Херасков, 1980; Перфильев и др., 1985]. Оба примера характеризуют офиолитовые комплексы, сформированные в основании новообразованных структур типа краевых морей. Важно подчеркнуть, что во всех рассмотренных офиолитовых сериях при спрединге образуется более или менее непрерывный "слой", сложенный дайками.

### Сдвиговая компонента при спрединге

Изучение структурного рисунка полей развития спредингового магматизма (будь то комплексы "дайка в дайке" или ординарные рои параллельных даек) при хорошей площадной обнаженности позволяет обнаруживать наличие сдвиговой компоненты, сопровождающей спрединг. Это устанавливается, например, при анализе поведения роев параллельных даек в Восточной Исландии [Перфильев и др., 1985]. Сдвиговая компонента вычлывается на детальных картах-зарисовках комплексов "дайка в дайке", сделанных при изучении шулдакского дайкового комплекса [Журенков, Перфильев, 1984; Перфильев и др., 1985].

Сдвиговые деформации при спрединге устанавливаются и другими способами. Развитую в современной рифтовой долине Исландии систему эшелонированных трещин отрыва В.Г. Трифонов [1977] связывает со сдвиговым перекашиванием всего блока земной коры.

В современных рифтовых долинах цепочки вулканических аппаратов могут быть ориентированы под острым углом к общему простиранию долины. Например, в хребте Рейкьянес они отклоняются в северо-западном направлении [Подводные..., 1985].

Известно, что рифтовые зоны современных океанов разделены трансформными разломами на блоки с различными скоростями спрединга и скорости раздвигания на разных концах этих блоков различны. В результате неизбежно должно происходить перекашивание блоков в процессе спрединга. Это означает, что сдвиговая компонента практически всегда возникает при спрединге океанической коры.

Спрединговые магматиты в подавляющем большинстве принадлежат, как это хорошо известно, к родоначально единой толеитовой магме. Тем не менее петрохимический анализ позволяет выделить ряд закономерностей, появление которых обусловливается особенностями процесса спрединга.

Закономерное перескакивание осей раздвигания продуцирует явление локального (флангового) миниспрединга, что должно находить отражение в эволюции магматизма. Действительно, там, где удастся получить детальные, привязанные к разрезу петрохимические данные, можно твердо говорить о тренде изменения состава пород. Он состоит в закономерном уменьшении содержаний Ti и Fe относительно Mg во фланговых магматитах [Перфильев и др., 1985]. Такой тренд, скорее всего, свидетельствует об усилении роли дифференциации во фланговых магмах по отношению к слабо дифференцированным магмам фоновой генерации.

Наиболее отчетливо рассматриваемая тенденция проявляется в вулканиках Исландии. Восточный фланг миоценовой зоны спрединга на 90% состоит из платобазальтов, протуцированных в осевой зоне спрединга и являющихся фоновыми. Остальные 10% приходятся на локальные излияния базальтов и ассоциирующих с ними кислых вулкаников, объединяемые нами в группу фланговых проявлений магматической деятельности. Есть основания считать, что все лавы (фоновые и фланговые) генерировались из одного источника, однако благодаря тому, что на флангах магма генерировалась на большей глубине (до 30 км), первичный состав магм несколько отличается от магмы осевой зоны. Фланговое положение и большая глубина магматических очагов способствовали ликвации магмы на кислую и основную составляющие [Золотарев, 1984]. Известны и другие случаи прямой связи особенностей спрединга с характером изменения состава изливавшихся магм [Коптева и др., 1984; Перфильев и др., 1985].

### Габброиды и дайковый комплекс

Место габбро в разрезе океанической коры вполне определенное. Все разновидности габброидов, в том числе и амфиболизированные, располагаются ниже дайкового горизонта. Это установлено в разрезах палеоокеанической коры и подтверждается драгированием и геофизическими наблюдениями в океанах.

Однако в ряде случаев габброиды появляются среди пород дайкового "слоя" офиолитовых разрезов. В частности, такой случай описан в разрезе р. Шулдак. Тело клинопироксенового габбро мощностью до 500 м, имеющее почти вертикальные контакты, разделяет дайки относительно более древней и более молодой зон спрединга. Это тело габбро имеет широкий контактовый ореол с дайками древней зоны спрединга и вретса самой первой полудайкой более молодой зоны спрединга. Иными словами, внедрение габбро соответствует самому началу раздвигания вдоль зарождающейся после перескока оси спрединга. По-видимому, раздвигание началось с нижних горизонтов коры, когда верхние ее части еще не потеряли сплошности. В эту зону внедрился габбровый диапир, но при дальнейшем раздвигании он был разорван и начал формироваться нормальный комплекс "дайка в дайке". Правомерность такого представления подтверждается тем, что вдоль восточного ограничения этой зоны вновь появляется габбро, составлявшее некогда восточную, потом оторвавшуюся часть диапира.

Рассмотренный случай не единичен. Габбровые диапиры, связанные с формированием дайковых комплексов, описаны в Монголии [Перфильев, Херасков, 1980]; геофизическими методами они установлены в современной рифтовой зоне Атлантического океана [Пушаровский и др., 1985]. По-видимому, это явление распространено не менее широко, чем джампинг, однако для их распознавания требуются исключительная детальность исследований и идеальная обнаженность объекта исследований.

## Первичные структурные формы зон растяжения

Формы залегания основных магматических элементов зон спрединга довольно просты: дайки занимают в пространстве положение, близкое к вертикальному, продуцированные ими лавовые потоки, напротив, субгоризонтальны. Изучение конкретных слабо деформированных складчатостью объектов показывает, что, несмотря на сохранение в целом отмеченных закономерностей, существуют отклонения, выражающиеся в небольших изменениях углов наклона даек и лавовых потоков.

В строении шуддакского офиолитового комплекса обращает на себя внимание синклиналиподобность каждой из зон спрединга (см. рис. 2). Такое впечатление создается прежде всего благодаря тому, что центральные части "брошенных" рифтов слагаются подушечными лавами, а борта — дайковыми комплексами. Синклиналиность палеозон растяжения подчеркивается флексурами на их краях и соответствующим изменением углов залегания: если в центральной части дайки практически вертикальны, а лавы горизонтальны, то на бортах появляются отклонения до  $15-20^\circ$  от вертикали (т.е. следующее крыло флексуры имеет наклон  $15-20^\circ$  к оси спрединга). Соотношения между флангами разновозрастных зон растяжения свидетельствуют о том, что появление наклонов происходит во время формирования каждой из таких зон.

В Исландии такого рода структуры хорошо известны [Saemundsson, 1980]. Синклиналиную (очень пологую) форму имеют неовулканические зоны (современные оси спрединга) и "брошенная" (древняя) рифтовая зона на северо-западе Исландии. По флангам рифтовых зон выделяются отчетливые флексуры. В них смыкающие крылья наклонены под углом до  $30^\circ$  в сторону оси рифта и соответственно дайки отклоняются на тот же угол от вертикали в противоположном направлении.

Анализ геологических комплексов, формирующихся в результате растяжения океанической коры, позволяет установить некоторые общие закономерности спрединга.

1. Срединг — это важнейшее геодинамическое явление, определяющее формирование земной коры океанического типа.

2. В структурах с корой океанического типа (краевые моря, срединно-океанические хребты, междуговые бассейны и т.п.) спрединг продолжается в течение многомиллионнолетних отрезков времени (в Атлантике — 50–60 млн лет). При этом растяжение идет непрерывно, но дискретно, формируя сложно мультиплицированные лавовые и дайковые комплексы.

3. В мультиплицированных дайковых комплексах, фиксирующих спрединг, устанавливаются признаки рассеивания: джампинг, фланговый (вторичный) микроспрединг, "мозаичный" спрединг. Кроме отмеченного закономерного "рассредоточения", существует истинно рассеянный спрединг, когда отсутствует единая центральная трещина (или соподчиненная система трещин).

4. Процесс раздвигания сопровождается сдвиговой компонентой, запечатлевающейся в морфологии мультиплицированных комплексов и в структурных рисунках регионов (например, в трансформных разломах).

5. Особенности спрединга обуславливают особенности петрохимической эволюции магматизма.

Существуют и другие характерные геологические явления, вызываемые спредингом, скорее всего, не менее важные, но хуже изученные, в основном из-за недостаточного уровня исследования объектов и их недостаточной обнаженности.

Не вызывает сомнений, что эффект проникновения габбро в дайковый "слой" чрезвычайно важное явление в процессе спрединга и, следовательно, в формировании океанической коры. Остается только сожалеть, что пока имеется слишком мало изученных примеров этого процесса.

О связи траппового магматизма с формированием континентальных рифтогенных структур, т.е. с проявлениями геодинамической обстановки растяжения, говорили многие исследователи, хотя надежных доказательств этому получить не удавалось. Выше мы подчеркивали, что наиболее убедительным доказательством существования раздвигания служат сложно построенные комплексы магматических образований типа "дайка в дайке".

В трапповых формациях Тунгусской синеклизы, например, устанавливались многофазные интрузивные комплексы [Соболев, 1962; Шахотько, Краковский, 1970]. Структурно-морфологические характеристики многоактных даек не дают оснований утверждать, что они непременно должны формироваться при раздвигании земной коры по сценарию океанического спрединга. Л.И. Шахотько [Шахотько, Краковский, 1970] считает, что, во всяком случае, часть даек из многоактного комплекса должна была образоваться при сжатиях.

Наши исследования траппов в бассейне р. Нижней Тунгуски позволили обнаружить типичные мультиплицированные дайковые комплексы [Куренков, 1984]. Один из них вскрывается на правом берегу р. Нижней Тунгуски, непосредственно напротив сложно разветвленного устья р. Илимпей (левый приток), в 8 км ниже пос. Юкта. Здесь тело крупной интрузии, сложенной пойкилоофитовыми габбро-долеритами с небольшим количеством измененного оливина, пронизано серией даек (рис. 3). Они характеризуются субпараллельностью друг относительно друга, занимают в пространстве близкое к вертикали положение и имеют выдержанное, почти меридиональное простирание. Видимая мощность всего комплекса составляет не менее 45–50 м. Каждая дайка невелика по мощности – от 0,5 до 2,5 м.

В центральных частях дайки сложены хорошо раскристаллизованными долеритами. Краевые зоны (обычно мощностью 10–15 см) определяются по постепенному уменьшению степени раскристаллизованности пород. Краевые части даек слагаются тонкозернистыми долеритами. Мощности зон закалки колеблются от 5–6 до 25 см, находясь в зависимости от мощности даек. Выделяется разновидность даек, в которых зоны закалки имеют "расплывчатый" вид, т.е. эндоконттакт как таковой имеет место, но определяется не по появлению криптокристаллических фаций, а лишь благодаря относительному уменьшению зернистости от центра к краям. Обычно такие зоны закалки формируются в тех случаях, когда импульс раскрытия новой трещины последовал столь быстро, что предыдущая дайка, ставшая вмещающей, не успевала остыть.

Дайки типизируются не только по степени выразительности эндоконтактов. Наблюдаются полноценные тела – с двумя зонами закалки (что и должно быть, исходя из классических представлений о морфологии интрузивов), полудайки – с одной зоной закалки, ориентированной на запад или на восток, и пассивные дайки, не имеющие зон закалки. Последние представляют собой скрины (остатки междайковых пространств).

Выше подчеркивалось, что при исследовании мультиплицированных дайковых комплексов важнейшее значение имеет анализ ориентировок и соотношений в эндоконтактах. В устьилимпейском комплексе можно установить существование нескольких (не менее 5) поколений даек. Относительно ранние принадлежат к дайкам с "расплывчатыми" зонами закалки, а два более поздних – к сериям стандартного типа.

Не вызывает сомнений, что устьилимпейскую дайковую серию по ее структурно-морфологическим признакам следует относить к комплексу типа "дайка в дайке". При этом следует иметь в виду, что по общему геологическому образу устьилимпейские дайки до малозначащих деталей совпадают с таковыми в палеоокеанических структурах. Принципиальное отличие заключается в объемах проявления спредингового магматизма. В строении палеоокеанической коры участвуют многие сотни и тысячи тел, вложенные или прислоненные одно к другому. В траппах комплексы "дайка в дайке" развиты в виде локальных зон, в которых общая численность дайковых тел не выходит за пределы первых десятков.

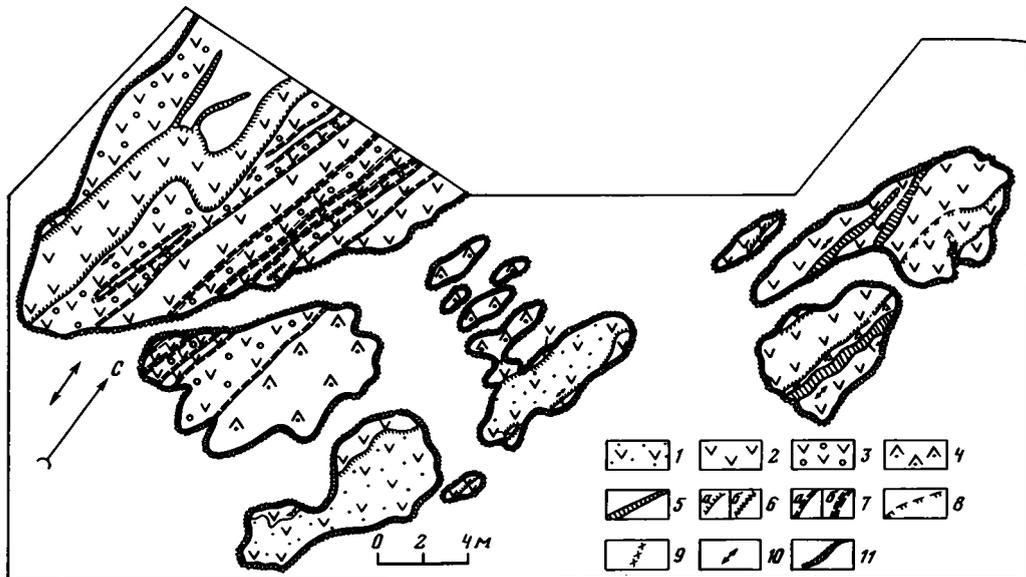


Рис. 3. Схематизированная глазомерная геологическая карта усть-илимпейского комплекса типа "дайка в дайке" (правый берег р. Нижней Тунгуски, 8 км ниже пос. Юкта)

1-7 - петрографические разновидности дайковых долеритов: 1 - мелкозернистые, 2 - среднезернистые, 3 - среднезернистые мицдалекаменные, 4 - крупнозернистые, 5, 6 - тонкозернистые (5 - жилородоподобные маломощные дайковые тела, 6а - эндоконтакты, 6б - локальные участки в дайках), 7 - мелко- и среднезернистые, слагающие неясно выраженные ("распльчатые") асимметричные (а) и симметричные (б) эндоконтакты; 8 - предполагаемые эндоконтакты; 9 - зоны тектонического дробления; 10 - знак вертикального залегания; 11 - граница обнаженности

Таким образом, наличие в магмовыводящих зонах дайковых серий, аналогичных океаническим комплексам "дайка в дайке", убедительно свидетельствует о существовании континентального спрединга - раздвигания земной коры, которому также свойственны дискретность и мультиплицированность.

В трудно распознаваемом морфологическом выражении комплексы "дайка в дайке" обнаружены в обнажении, известном под названием "Хавакипрские скалы" (левый берег р. Нижней Тунгуски, 800 км от устья). Чуть выше уреза воды среди туфогенно-осадочных пород (корвунчанская свита -  $P_2$ ) вскрывается вертикальное интрузивное тело. Удовлетворительно обнажена только его часть, располагающаяся в прибрежной полосе. Тем не менее контакт хорошо отпрепарирован, что позволяет говорить о вертикальности залегания интрузива. При детальном изучении последнего устанавливается сложность его внутреннего строения. Здесь вырисовывается серия прислоненных друг к другу тел (мощностью 0,4-1,2 м), сложенных среднезернистыми долеритами, нередко с мелкогорошчатой отдельностью. По своим морфологическим показателям такие магматические тела соответствуют дайкам. Они изолированы друг от друга зонами (мощностью от 0,02-0,03 до 0,1-0,3 м), которые можно охарактеризовать как зоны закалки, но в специфическом "распльчатом" выражении. Трудности их выделения обусловлены тем, что в эндоконтактных фациях не происходит существенных петроструктурных перестроек, разве только немного уменьшается зернистость долеритов. Зоны закалки рельефно выделяются в обнажении за счет своей устойчивости к выветриванию. Неотчетливые ("распльчатые") зоны закалки параллельны эндоконтакту всего комплекса.

Среди хавакипрских даек выделяются тела с односторонним и двухсторонним закалыванием, что еще более усиливает их сходство с обычными комплексами "дайка в дайке".

Возможность спрединга с частыми импульсами раздвигания подтверждается наблюдениями в зоне перехода магмовыводящего канала в лавовые потоки (Сусловоярские

скалы, правый берег р. Нижней Тунгуски, 805 км от устья). Зона магмовыведения здесь вскрыта полностью, причем в сечении, перпендикулярном ее простиранию. Не исключено, что хавакипрский и сусловоярский дайковые комплексы могут являться фрагментами единой зоны магмовыведения. Основную ее часть занимает "центральная" дайка (мощностью до 40 м), сложенная хорошо раскристаллизованными долеритами с элементами пойкилоофитовой структуры. По обе стороны от нее располагаются дайковые серии с "распльвчатыми" зонами закалки, но в данном случае выраженными более отчетливо. Наблюдается переход дайковых серий в потоки, что подчеркивается характерными перегибами зон закалки из вертикальных в субгоризонтальные. В области перегиба некоторые из зон закалки прерываются, причем из разрывов как бы "истекают" субгоризонтальные магматические тела, которые из-за небольших размеров правильнее всего называть локальными силлами. Локальные силлы с запада и с востока направлены к центру зоны магмовыведения, как бы навстречу друг другу. Они сложены плотными мелкозернистыми (в центральных частях среднезернистыми) долеритами и существенно отличаются от долеритов вмещающего центрального тела. Очень отчетливо выражены эндоконтакты, представленные постепенными переходами от раскристаллизованных фаций к криптокристаллическим. Мощности силлов не выходят за пределы 1,0–1,2 м. Отчетливо видно, что пластовые тела, зарождающиеся в западной части зоны магмовыведения, постепенно уменьшаются в мощности к востоку, вплоть до выклинивания. Симметричная картина — в силлах, проникающих с востока.

В обоих описанных примерах (Сусловоярские и Хавакипрские скалы) мы имеем мультиплицированные комплексы, подтверждающие существование континентально-го спрединга в своей характерной, дискретной форме.

#### Сложные комплексы магмовыведения

Серия магматических тел, вложенных одно в другое, располагается в 8 км выше пос. Кислокан на правом берегу р. Нижней Тунгуски. Здесь наблюдается специфический комплекс сложно сочетающихся даек, переходящих в силлы. Основу комплекса составляют хорошо раскристаллизованные пойкилоофитовые габбро и габбро-долериты с крупными вкрапленниками плагиоклазов. Габбро имеет видимую протяженность на запад 70–80 м и по высьпкам прослеживается еще дальше, не менее чем на несколько сот метров, до очередного скального выхода. Габбровое тело имеет дайкообразную форму с крутыми контактами.

Восточный фланг интрузива пронизан серией более молодых интрузивных образований сложной морфологии. В нижней части наблюдается типичный комплекс "дайка в дайке". Все необходимые признаки налицо: зоны закалки, полные и разорванные дайки, отсутствие каких-либо иных скринов (междайковых пространств), кроме вмещающего габбро. Вверх по разрезу каждая из наблюдаемых даек делает коленообразный изгиб и переходит в пластовое тело, которое наиболее правильно определить как силл. При этом мультиплицированность комплекса сохраняется, т.е. "дайки в дайках" переходят в "силлы в силлах". Силлы по многим своим характеристикам аналогичны дайкам. Хорошо раскристаллизована центральная часть, отчетливо выражены зоны закалки, представленные криптокристаллическими долеритами. Среди силлов, так же как и среди даек, встречаются тела с двумя зонами закалки (верхней и нижней) или с одной (только верхней или только нижней), т.е. полусиллы. В ряде мест сохраняются остатки межсилловых пространств (аналоги скринов), представленные пойкилоофитовым габбро вмещающего тела.

В заключение описания кислоканского комплекса даек и силлов отметим, что, несмотря на специфику своего морфологического выражения, он имеет много общих черт, например, с устylimпейским. Такие характеристики, как мультиплицированность, основной состав пород, сочетание полных и разорванных магматических тел и т.п., уже отмечались. Очень важно и другое — во всех случаях присутствует центральное интрузивное тело, пронизанное мультиплицированным интрузивным комплексом.

## Рои тесно сближенных даек

Многообразие сложных дайковых комплексов сериями "дайка в дайке" или "дайка-силл" не исчерпывается. Другим распространенным типом являются рои тесно сближенных даек ("дайка к дайке"; рис. 4). Это вертикальные тела, сложенные в центральных частях крупнозернистыми долеритами, иногда, при мощности даек в несколько метров, даже габбро-долеритами. Вмещающими породами являются туфогенно-осадочные отложения корвунчанской свиты ( $P_1$ ). Крайние дайки роя имеют отчетливые эндоконтакты мощностью в несколько десятков сантиметров. Экзоконтакты с туфогенно-осадочными породами представлены мощными роговиками (1–3 м). Внутри роя междайковые пространства выполнены роговиками по туфогенным породам. Нередко дайки, входящие в состав роя, обладают сложным внутренним строением, как правило обусловленным их многоактностью. Какие-либо признаки внедрения даек под давлением не наблюдаются.

Отсутствие прямых соотношений между дайками в роях не позволяет однозначно решать вопрос о последовательности их внедрения, а от этого зависит интерпретация даек из сближенных роев. Из возможных вариантов правомерно обсуждать, в частности, предположение, что они являются своеобразным морфологическим выражением серий типа "дайка в дайке", формирующихся, например, в условиях особого теплового режима или при увеличении интервалов между импульсами раскрытия трещин. Не исключено, что дайки из роев внедрились одновременно, тогда их более правильно рассматривать в качестве аналога флангового спрединга в континентальной ситуации.

Независимо от вариантов интерпретации главный вывод очевиден: серии "дайка к дайке" формируются в условиях раздвижения.

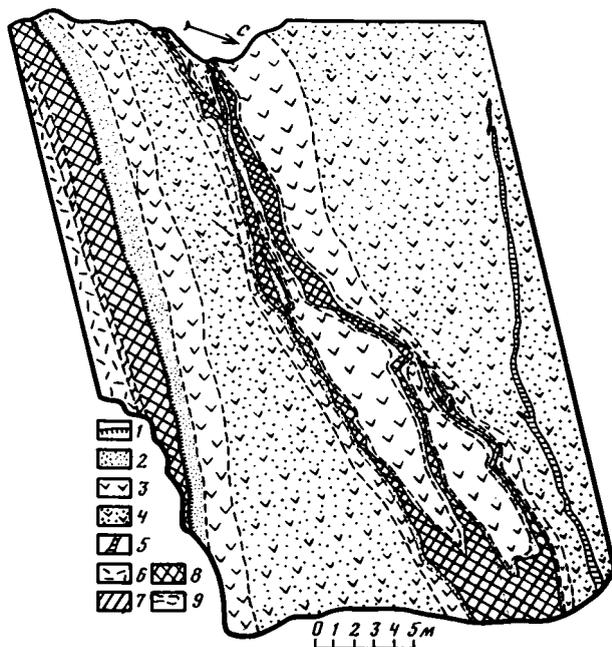


Рис. 4. Глазомерная геологическая схема фрагмента роя тесно сближенных даек (левый берег р. Нижней Тунгуски, 650 км от устья)

1–4 – петрографические разности дайковых долеритов: 1 – тонко- и мелкозернистые (эндоконтакты), 2 – мелко- и среднезернистые, 3 – крупнозернистые, 4 – пойкилоофитовые габбро-долериты; 5 – жилкоподобные тела неравномернозернистых габбро и габбро-долеритов; 6–8 – верхняя пермь, корвунчанская свита, туфы, туфопесчаники, туфоалевролиты; 6 – неизмененные, 7 – слабоороговикованные, 8 – интенсивно ороговикованные; 9 – неясно выраженные эндоконтакты

## Признаки сдвиговой компоненты при континентальном спрединге

Выше было показано, что сдвиговая составляющая при океаническом спрединге весьма характерное явление. Поскольку континентальный спрединг во многих своих проявлениях аналогичен океаническому, мы вправе и в этом случае ожидать наличия сдвиговой компоненты. Действительно, в интрузивных образованиях траппов обнаруживается ряд признаков, которые можно объяснить сдвиговыми деформациями.

На левом берегу р. Нижней Тунгуски, в районе о-ва Иржакта, наблюдается серия кулисообразно расположенных даек. Создаваемый ими структурный рисунок указывает на то, что растяжение происходило при "косом" спрединге, т.е. со сдвиговой компонентой.

В бассейне р. Нижней Тунгуски имеет место преобладание субмеридиональных дайковых комплексов. Не исключено, что это наблюдение недостаточно объективно, так как русло реки в среднем и нижнем течении обладает в основном субширотной ориентировкой, что может привести к благоприятствованию в экспонировании даек, пересекающих реку, и, наоборот, дайки, параллельные ей, в большинстве своем остаются невыявленными. Несмотря на это, удастся установить немалый процент даек субширотного простирания среди преобладающих субмеридиональных дайковых тел. В узлах сочленения двух систем даек можно наблюдать, что разноориентированные дайки сливаются и соответственно не являются секущими по отношению друг к другу. Особенно отчетливо этот факт устанавливается при изучении даек небольшой мощности, например на левом берегу р. Нижней Тунгуски, напротив о-ва Иржакта. Здесь можно буквально миллиметр за миллиметром проанализировать зоны пересечения даек. Несут следов взаимного влияния друг на друга и более крупные дайки, хотя условия их обнаженности оставляют сомнения в точности наблюдения.

Рассмотренные факты однозначно свидетельствуют об одновременности внедрения как субширотных, так и субмеридиональных даек или их серий. В свою очередь, одновременность формирования разноориентированных полигональных систем трещин свидетельствует о специфике континентального растяжения — сразу в двух направлениях. Не исключено, что здесь мы также имеем сложную модификацию прямолинейного спрединга со сдвиговой компонентой.

### Возможные закономерности распределения зон магмовыведения в пространстве и в разрезе

Традиционная тектоническая трактовка распространения траппов исходит из современного строения Тунгусской синеклизы. Ее несомненная блюдцеобразная форма считается древней, возникшей во всяком случае до начала формирования трапповой формации. В обрамлении гигантского Тунгусского "блюдца" первостепенное значение имеют разломы глубинного заложения и ассоциирующие с ними дайки. Они-то и служили зонами магмовыведения, поставляя в синеклизу лавовый материал, растекавшийся на расстояния, исчисляющиеся многими сотнями (!) километров [Шахотько, Краковский, 1970; Макаренко, 1978].

Традиционная модель не выдерживает критики прежде всего с общих геологических позиций. Во-первых, нет прямых доказательств древней блюдцеобразности Тунгусской синеклизы. Во-вторых, совершенно непонятно, почему при трещинных излияниях базальты стекали только в одну сторону, и тем более нет надежных подтверждений тому, что базальтовые лавы в континентальных условиях могут растекаться на столь огромные расстояния.

Гораздо естественнее предполагать вторичность современной морфологии синеклизы и исходить из того, что территория, занятая траппами, была значительно обширнее, а зоны магмовыведения закономерно распределялись по всей ее площади [Масайтис, 1967]. Доказательства тому есть, в частности, в бассейне р. Нижней Тунгуски. Здесь выявляются зоны магмовыведения (Суловоярско-Хавакипрская, Кислоканская, Устылилимпейская и др.) со сложным внутренним строением, свидетельствующим о

достаточной продолжительности их существования. Как правило, эти зоны удалены друг от друга на значительные расстояния (120–140 км). Такое распределение зон магмовыведения свидетельствует о множественности зон спрединга (рассеянный спрединг).

Существующие методы не позволяют однозначно ответить на вопрос об одновозрастности или разновозрастности этих зон магмовыведения, хотя известны факты залегания первых потоков из более восточной зоны на лавах, связанных с более западной зоной. Это указывает на некоторую разновременность функционирования разных зон.

Давно известна эмпирическая закономерность, согласно которой резкое преобладание трапových интрузий наблюдается в верхних горизонтах осадочного чехла платформ. Одна из характернейших форм интрузивных тел – силлы долеритов и габбро-долеритов, достигающие мощностей в несколько сот метров. Эти силлы прослеживаются на многие десятки и даже сотни километров, слагая серию параллельных тел. В общем виде можно сказать, что рассмотренные зоны магмовыведения, продуцирующие лавы траповой формации, образуют верхнюю часть "интрузивной колонки", а силлы распространены структурно несколько ниже.

Непосредственные взаимоотношения силлов и зон магмовыведения рассмотренного типа были детально изучены в бассейне р. Маймечи [Куренков, 1986]. Оказалось, что силлы представляют собой питающие камеры для мультиплицированных зон рассеянного спрединга, с которым связаны лавы трапov. Формирование самих силлов связано с иными зонами магмовыведения, которые развиты структурно ниже "силлового" уровня. Это крупные (до нескольких сот метров в поперечнике) субвертикальные интрузивные тела габбро-долеритового и габбрового состава. Их строение и динамика образования не совсем ясны. Очевидно лишь, что силлы являются теми промежуточными камерами, которые питали дайковые комплексы зон магмовыведения верхнего структурного уровня.

Изучение дайковых комплексов Тунгусской синеклизы в бассейне р. Нижней Тунгуски дает основание утверждать, что такое геодинамическое явление, как спрединг континентальной коры, в природе существует. Проявлением его служат сложные дайковые комплексы и их сочетания, обладающие структурно-морфологическими характеристиками, ранее установленными для океанических спрединговых магматитов: дискретностью и мультиплицированностью продолжительного спрединга и наличием сдвиговой компоненты.

Континентальный спрединг, возможно, самый крайний случай рассеянного спрединга, при котором локальные зоны раздвигания отделены друг от друга на многие десятки километров.

### **СХОДСТВО И РАЗЛИЧИЕ ОКЕАНИЧЕСКОГО И КОНТИНЕНТАЛЬНОГО СПРЕДИНГА**

Существует много аномалий в процессах растяжения континентальной и океанической коры, что требует специального обсуждения. Выше на детальном фактическом материале было показано сходство дайковых комплексов, образующихся в условиях спрединга, независимо от того, какой тип коры подвергается раздвиганию. Это дает право утверждать, что базальты, имеющие сходные петрографо-петрологические характеристики, формируются в одинаковых геодинамических обстановках со сходными механизмами разгрузки напряжений.

На флангах главных осей спрединга в океанической коре существуют локальные зоны раздвигания и магмовыведения. Не исключено, что такие комплексы интрузивных трапov, как многоактивные дайки, являются специфическим аналогом флангового магматизма в условиях континентальной коры. Предположение основывается главным образом на установленном факте раскисления последних порций внедрения в многоактивных дайках, т.е. на аналогии процесса магматической ликвационной дифференциации

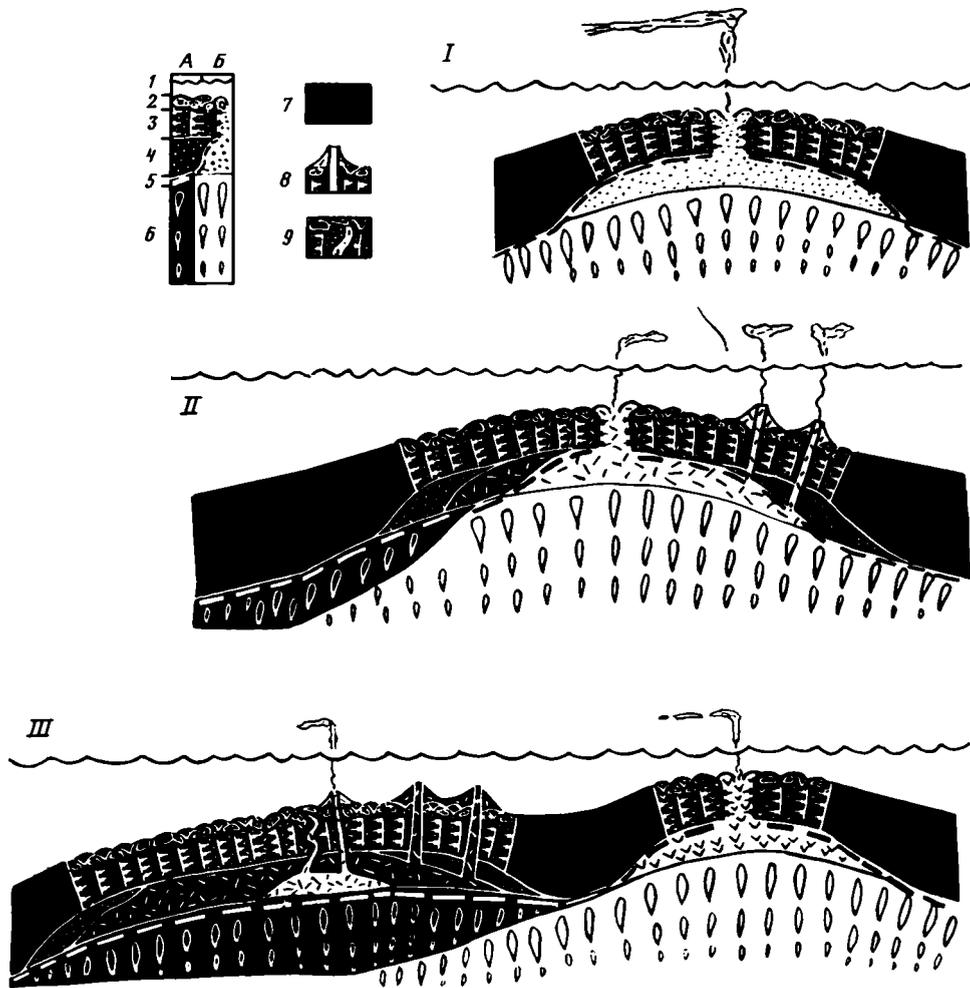


Рис. 5. Принципиальная схема формирования океанической коры в условиях спрединга

1 – водное пространство; 2–9 – элементы океанической коры: 2 – подушечные лавы и их гиалокластика, сформированная (А) и формирующаяся (Б), 3 – дайковый комплекс, сформированный (А) и формирующийся (Б), 4 – габбровый "слой", сформированный (А) и формирующийся (Б), 5 – зона проскальзывания литосферных пластин, 6 – генерирующая базальты часть мантии, истощенная (А) и неисощенная (Б), 7 – плиты океанической коры нерасчлененные, 8 – жерла и постройки вулканов, 9 – реликтовые магматические камеры и дайки, из них формирующиеся

магмы, в наиболее выпуклой форме проявленной во фланговом магматизме Исландии. Кроме того, морфологический облик таких дайковых комплексов обладает чертами сходства с обликом фланговых даек, наблюдаемых в палеоокеанических структурах. Рои сближенных даек, вероятно, также являются своего рода аналогами флангового магматизма. На мысль об этом наводит некоторое сходство структурно-морфологического облика, а также многоактность значительной части даек, входящих в состав сближенных серий.

Распределение спрединга, несомненно, тесно связано не только с мантийными процессами, но и с явлениями корового уровня. Весьма вероятно, что степень рассеивания может характеризоваться следующим рядом: минимальна в срединно-океанических структурах, усиливается в окраинно-морских и максимальна при растяжении континентальных структур.

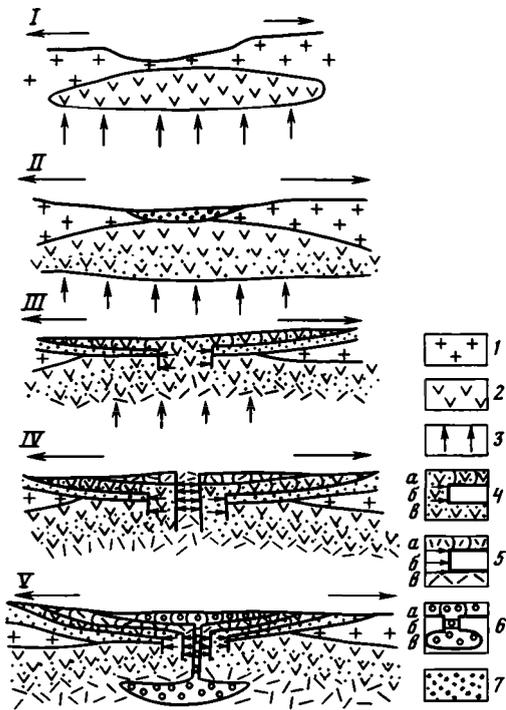


Рис. 6. Принципиальная схема формирования континентальных траппов

1 — континентальные блоки земной коры; 2 — магматические камеры (силлы) промежуточного характера; 3 — подсилловые зоны магмовыведения; 4—6 — система сопряженных лавовых комплексов (а), даек (б) и силлов (в) различных этапов проникновения в верхние горизонты континентальной земной коры: 4 — первого, 5 — основного, 6 — заключительного; 7 — туфогенно-осадочные породы

Намечается еще одна аналогия между процессами спрединга в условиях принципиально различных кор. Дело в том, что во всех известных случаях комплексов типа "дайка в дайке" в пределах бассейна р. Нижней Тунгуски обнаруживается наиболее ранняя интрузивная генерация, обычно представленная мощным дайкообразным телом пойкилоофитового габбро, которое в дальнейшем раздвигается и в котором формируются мультиплицированные дайки. Уместно вспомнить, что в тех случаях, когда удается детальнейшим способом изучить палеоокеанические серии даек, обнаруживается дайкоподобное интрузивное габбро,

предваряющее формирование комплекса "дайка в дайке" (см. описание шулдакского дайкового комплекса).

Различия континентальной и океанической кор предопределяют различия в процессах спрединга. Комплексы "дайка в дайке" в океанических структурах развиты практически повсеместно и имеют протяженность во многие сотни километров, насчитывая тысячи дайковых тел (рис. 5). По-видимому, в океанической коре существует почти непрерывный дайковый слой. Аналогичные комплексы в континентальных структурах развиты в сравнительно узких зонах, имея в своем составе всего несколько десятков даек (рис. 6). Локальность развития спрединговых структур, а следовательно, и ограниченность процесса растяжения в каждой конкретной зоне магмовыведения — важнейшее отличие континентального спрединга от океанического. Для траппов характерен рассеянный спрединг в его максимальном выражении.

Очень важное отличие континентального спрединга — наличие системы силлов, питающей близповерхностные локальные зоны спрединга (см. рис. 6). В океанической коре эту роль выполняет габбровый (третий) слой (см. рис. 5). Однако "силловый" уровень трапповой провинции — явление промежуточное, ниже его имеются более глубокие питающие зоны, т.е. в целом вертикальный разрез зон магмовыведения океанической и континентальной кор различен. Однако не исключено, что спрединг с промежуточным, "силловым" уровнем проявляется и в океанической коре в тех случаях, когда раздвигание накладывается на уже сформировавшуюся океаническую кору (зоны повторного спрединга океанической коры). Именно такой случай изучен в Алайском хребте. Интересно, что при повторном раздвигании океанической коры ее верхняя, надсилловая часть характеризуется типичным рассеянным спредингом. Это еще больше усиливает аналогию между океаническим и континентальным спредингом.

В качестве главного итога сопоставления спрединговых магматических образований континентальных и океанических структур следует признать, что генезис толеитовых базальтов не зависит от типа коры. Базальтовая магма продуцируется и выводится на поверхность континента или дна океана в результате раздвигания (спрединга) земной

коры. При этом как общие, так и частные закономерности строения спрединговых магматитов свидетельствуют о принципиально одинаковом механизме спрединга, т.е. последний также не зависит от типа коры, а, следовательно, всегда вызывается мантийными процессами. Отличия океанического и континентального спрединга определяются разницей в строении коры структур, в которых проявляется этот процесс.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Золотарев Б.П.* Вулканические формации второго слоя океанической коры // 27-й МГК: Доклады. Геология Мирового океана. Секция С.06. М.: Наука, 1984. Т. 6. С. 136–147.
- Зонешайн Л.П., Монин А.С., Сорохтин О.Г.* Тектоника Красноморского рифта в районе 18° с.ш. // Геотектоника. 1981. № 2. С. 2–22.
- Коптева В.В., Кузьмин М.И., Томуртоого О.* Строение верхней части разреза офиолитов: (На примере Баян-Хонгорской зоны Монголии) // Там же. 1984. № 6. С. 23–36.
- Куренков С.А.* Сложные дайковые комплексы мезозойских траппов бассейна р. Нижняя Тунгуска // Докл. АН СССР. 1984. Т. 279, № 6. С. 1436–1440.
- Куренков С.А.* Взаимосвязанные переходы дайковых и силловых комплексов в траппах Тунгусской синеклизы // Там же. 1986. Т. 280, № 6. С. 1520–1536.
- Куренков С.А., Перфильев А.С.* Дайковые комплексы и их тектоническая интерпретация // Геотектоника. 1984. № 5. С. 3–14.
- Макаренко Г.Ф.* Базальтовые поля Земли. М.: Наука, 1978. 201 с.
- Масайтис В.Л.* Форма и механизм образования трапповых интрузий и экструзий на Сибирской платформе // Тр. ВСЕГЕИ. НС. 1967. Т. 112. С. 165–182.
- Перфильев А.С., Коптева В.В., Куренков С.А.* Особенности развития зон спрединга в современных и палеоокеанических структурах // Геотектоника. 1985. № 5. С. 19–33.
- Перфильев А.С., Херасков Н.Н.* Диабазовые комплексы и проблемы океанической коры // Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 64–105. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 343).
- Печерский Д.М., Диденко А.Н., Куренков С.А.* Геолого-петромагнитные исследования комплекса параллельных даек Мугоджар // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1983. № 5. С. 83–99.
- Подводные геологические исследования с обитаемых аппаратов. М.: Наука, 1985. 230 с.
- Пушаровский Ю.М., Ельников И.Н., Перфильев А.С.* Новые данные о глубинном строении Срединно-Атлантического хребта на 20° ю.ш. // Геотектоника. 1985. № 5. С. 5–14.
- Соболев В.С.* Особенности вулканических проявлений на Сибирской платформе и некоторые общие вопросы геологии // Геология и геофизика, 1962. № 7. С. 21–35.
- Тайер Т.П.* Некоторые аспекты структурного положения серии параллельных даек в офиолитовых комплексах // Геотектоника. 1977. № 6. С. 32–46.
- Трифонов В.Г.* Поперечная зона разрывов в Исландии // Там же. 1977. № 2. С. 24–38.
- Шахотько Л.И., Краковский Ю.С.* Многоактные дифференцированные интрузии западной части Сибирской платформы // Геология и петрохимия интрузивных траппов Сибирской платформы. М.: Наука, 1970. С. 88–101.
- MacDonald K.C.* Near-bottom magnetic anomalies, asymmetric spreading, oblique spreading and tectonics the Mid-Atlantic Ridge near lat. 37° N // Bull. Geol. Soc. Amer. 1977. Vol. 88, N 4. P. 541–555.
- Pallister S.S.* Structure of the dike complex of the Samail ophiolite near Sobro, Oman // J. Geophys. Res. 1981. Vol. 86, N 134. P. 2661–2672.
- Saemundsson K.* Outline of the geology of Iceland // Jökull. 1980. Vol. 29. P. 7–28.

В.Н. ПУЧКОВ

**ПАЛЕОЗОИДЫ СРЕДИННОЙ ПАНГЕИ****(реставрация, корреляция событий,  
геодинамическая характеристика)**

В фундаменте Альпийского орогена и в соседних с ним регионах широко развиты фрагменты огромной, некогда единой складчатой системы палеозоид, в которую входили, в частности, складчатые области Уачиты, Аппалачей, Каледонского орогена, Мавританид, варисцид Западной и Центральной Европы, фундамента Туранской плиты, Гиссара, Северного Памира и др.

Восстановление, прослеживание и общая характеристика этой доальпийской складчатой системы — задача особой трудности. Решение ее осложняется многочисленными языковыми и государственными барьерами, затрудняющими сбор материала, а также недостаточной полнотой материала, получаемого при бурении и изучении поверхностных выходов верхнепротерозойских и палеозойских комплексов, и, наконец, пространственной разобщенностью частей этого гигантского пояса, обусловленной дрейфом континентов и наложением альпийской складчатости. Проблема эта имеет длительную историю, однако общие контуры ее решения на базе современных геодинамических представлений и новых идей, развиваемых академиком А.В. Пейве, Ю.М. Пушаровским, А.Л. Яншиным и многими другими учеными, наметились лишь в последние годы [Адамия и др., 1985; Белов, 1981; Пучков, 1979, 1982; Рудаков, 1984, 1985; Хаин В.Е., 1984; Rast et al., 1983; и др.]

Дальнейшие перспективы этой работы связаны как с углублением исследований в Альпийском орогене, так и с выходом за его пределы в целях экстраполяции полученных результатов и воссоздания единого образа доальпийских структур. Этому способствует надежно установленный в рассматриваемых регионах факт несовпадения структурных планов альпид и варисцид и каледонид, каледонид и кадомид с частичным наложением более молодых поясов на более древние.

Степень изученности этой проблемы сейчас такова, что позволяет нарисовать в первом приближении достаточно правдоподобную и цельную картину общих черт строения и главных этапов развития доальпийских складчатых цепей внутри и вне Альпийского орогена на всем их протяжении в субширотной полосе от Аппалачей до Памира.

**ПАЛЕОЗОИДЫ СРЕДИННОЙ ПАНГЕИ  
(ПОЛОЖЕНИЕ ВО ВРЕМЕНИ И В ПРОСТРАНСТВЕ)**

Мобилистская реставрация континентальных структур на конец палеозоя (рис. 1) показывает, что конечным результатом доальпийского развития рассматриваемого региона было образование полихронной складчатой области, спаявшей в единый суперконтинент Пангея три архейско-протерозойских континента (Северо-Американский, Восточно-Европейский и Гондванский, ранее разделенные океанами Япетус и палео-Тетис). Однако палеомагнитные данные указывают на то, что позднепалеозойская Пангея не была единственным суперконтинентом в истории Земли: в протерозойское время континентальная литосфера представляла собой более или менее компактный материк, разрушение которого началось примерно 1100 млн лет, а завершилось 570—530 млн лет назад [Mc Elhinny, Mc Williams, 1977; Piper, 1983]. Этот вывод отнюдь не исключает возможность интенсивных деформаций литосферы в докембрии под действием мощных сил сжатия и растяжения, но ограничивает масштаб горизонтальных перемещений ее отдельных континентальных плит (не более 500—1000 км) с открытием и закрытием малых внутрикратонных и межкратонных впадин с океанической и переходной корой. С этим выводом перекликаются данные о том, что достоверно установленный спрединг и образованные им офиолиты, т.е. реликты океанической коры, имеют возраст не древнее рифея (позднего протерозоя) [Kröner, 1984].

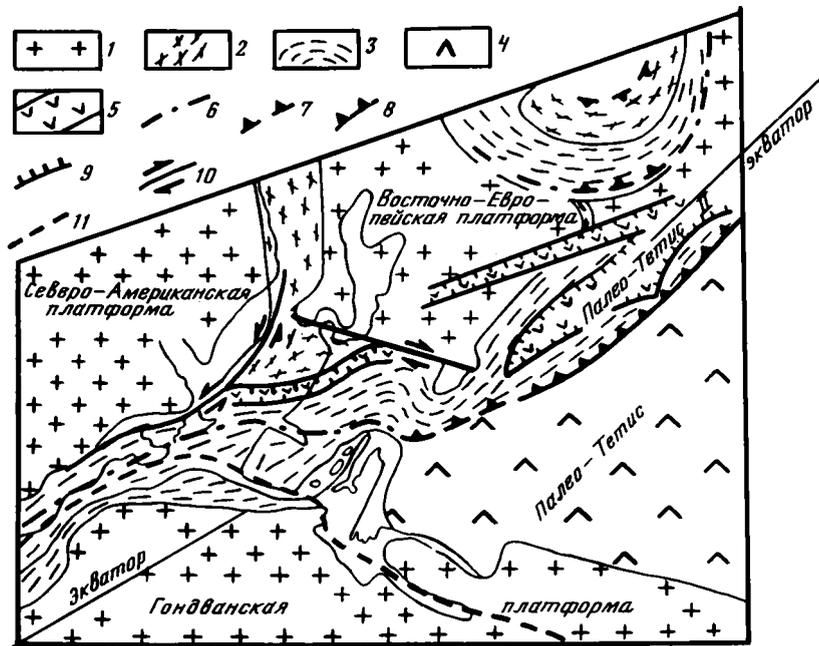


Рис. 1. Палеогеодинамическая реконструкция каледоно-варисской системы Центральной Пангеи на конец среднего-начало позднего палеозоя

1 – кратоны; 2 – каледониды; 3 – варисциды; 4 – океанические впадины; 5 – рифтогенные впадины; 6 – зоны континентальной коллизии; 7, 8 – зоны субдукции: 7 – под окраинами андского типа, 8 – под островными дугами; 9 – границы рифтогенных впадин и авлакогенов, возникших в девоне; 10 – сдвиги; 11 – линия заложения мезо-Тетиса

Сказанное выше заставляет предполагать, что вся история рассматриваемой складчатой области как некой пространственной и генетической общности – с момента заложения первых межконтинентальных впадин с корой океанического типа до момента замыкания палео-Тетиса – может рассматриваться как развитие от прото-Пангеи до Пангеи.

Кратоны, которые окружали доальпийскую складчатую систему, образуют ее естественные границы, так что система в плане производит впечатление структуры тройного сочленения. Границы Северо-Американского и Восточно-Европейского кратонов находятся практически полностью за пределами северной границы Альпийского орогена; зато северная граница Гондваны почти целиком проходит внутри орогена [Белов, 1981]; палеозой Восточных Апеннин, Юго-Западной Греции, Анатолии, Ирана, Афганистана, Южного Памира представлен гондванскими шельфовыми комплексами. Восточная часть Доальпийской системы (к востоку от Каспия) не имеет северного кратонного ограничения и лишь частично отделена от Урало-Южно-Тяньшаньского варисского складчатого пояса докембрийскими срединными массивами.

#### ДРЕВНЕЙШИЕ КОМПЛЕКСЫ В СИСТЕМЕ ПАЛЕОЗОИД

Данные, касающиеся существования наиболее древних блоков, присутствующих в Доальпийской системе, получены благодаря изотопным анализам цирконов (2600–2000 млн лет) [Dornzierep, Zwart, 1980]. Единственный из таких блоков, граница которого более или менее очерчена, – это Пентеврийский микроконтинент. Однако присутствие цирконов указанного возраста также в Западных Альпах и во всем Молданубикуме, от Иберийского полуострова до Чешского массива, указывает на более широкое развитие подобного субстрата, представляющего собой источник сноса обломочно-го циркона.

В радиометрических датировках для большей части территории Доальпийской системы имеется большой пробел в возрастах между 2000 и 1200 млн лет. В то же время геологические и радиометрические данные по Восточным Карпатам, Чешскому, Армориканскому, Авалонскому массивам свидетельствуют о тектонических событиях, имевших место между 1200 и 830 млн лет, что, предположительно, коррелируется с дальсландской орогенцией [Kräutner et al., 1976; Mahel, Malkovsky, 1984; Rast et al., 1983; Roach, 1977].

#### ОТ ОКЕАНИЧЕСКИХ ВПАДИН ПРОТО-ЯПЕТУС И ПРОТО-ТЕТИС К КАДОМСКОМУ ОРОГЕНУ

Следующий, значительно лучше документируемый тектонический этап начинается широко проявленным рифтогенезом, начавшимся 850 млн лет назад и завершившим в конце рифея образование океанов прото-Япетус и прото-Тетис. Он хорошо описан для Аппалачско-Каледонского орогена, где сопровождался образованием грабеновых формаций, комплексов западной пассивной континентальной окраины (подобных мойнской и далрейдской надгруппам), а также офиолитов бассейна прото-Япетус [Long, 1979; Stewart, 1982; Rast et al., 1983].

Указанная эпоха рифтогенеза, названная нами казахстанской [Пучков, 1979], проявилась также на севере Гондваны [Caby, 1978; Leblanc, Lancelot, 1980; Black, 1978] и на территории Центральной и Западной Европы, в результате чего заложилась впадина с накоплением мощных геосинклинальных, преимущественно глубоководных осадков, типичным примером которых является бриовер Армориканского массива и сопоставимые с ним разрезы верхнего рифея и венда смежных регионов (например, турбидиты и вулканиты Астуро-Леонской зоны Иберийского полуострова, баррандиен Чешского массива, метаморфические серии Овернского ядра Центрального Французского массива, зеленосланцевые серии Восточных Карпат и Кавказа, диабаз-филлитовидные комплексы Балкан, Добруджи и др.) [Келлер, 1973; Новикова, 1983; Пучков, 1982; Рудаков, 1984, 1985; Chenevoy, Ravier, 1977; Julivert et al., 1977; Mahel, Malkovsky, 1984].

Юго-восточнее, в пределах гондванского края системы (Ирано-Афганский и Памирский секторы), рифтовые процессы также имели место, на что указывает присутствие здесь моласоидных серий инфракембрия (верхний рифей? — венд), в основании которых наблюдается структурное несогласие. Вверх по разрезу эти серии переходят в мелководные карбонатные толщи; они ассоциируют с вулканитами, типичными для рифтовых зон. Рифтогенез не привел к образованию геосинклинальных трогов, но вызвал образование авлакогенов (в частности, Кермано-Кашмерского). Эти события ошибочно рассматривались как проявления байкальского орогенеза [Браташ, 1975; Белов, 1981].

Что же касается геосинклинальных впадин, расположенных внутри Доальпийской системы, то они имели кору океанического и переходного типа, что следует из инициального характера ранних магматитов, глубоководного характера осадков, наличия офиолитов или серпентинитовых протрузий. Отмечается также низкое, первично-мантийное соотношение изотопов Sr в породах бриовера [Новикова, 1983].

Офиолиты этого возраста предположительно выделяются в Уэльсе (Англия), на п-ове Бьюрин (Ньюфаундленд), в Нью-Брунсвике (Аппалачи) [Rast et al., 1983]; продолжение этой зоны, возможно, маркируется офиолитами Мавританид [Manev et al., 1976]. Другая ветвь офиолитосодержащих структур, возможно, прослеживается по цепочке альпийнотипных серпентинитов и габброидов в складчатом поясе, окаймляющем с востока Западно-Африканский субкратон (линия Бенин—Адрар-Ифорас—Угарта). Эти два пояса, по-видимому, соединяются еще одной криптосутурой, выявляемой по присутствию достоверной офиолитовой ассоциации Бу Аззера в Антиатласе [Божко, 1979]. Рифейско-вендские офиолиты представлены в Западной Европе, возможно, в виде метаморфических пород Южно-Армориканской сутуры [Montigny, Allegre, 1979]. Присутствие серпентинитов и габбропредположительно офиолитовой природы отмечается

в Стара-Планине и Сербии. Считается, что докембрийские офиолиты присутствуют на Кавказе [Гамкрелидзе и др., 1984].

Указанные геосинклинальные впадины разделялись между собой как более древними поднятиями, сложенными гнейсовыми комплексами [Рудаков, 1984; и др.], так и вулканической островной дугой, возникшей в осевой части будущего Авалонско-Кадомского орогена [Rast et al., 1983; Cogné, 1980] вследствие существования здесь зоны субдукции в период 750–600 млн лет назад. К концу этого этапа завершились складчатые процессы, и кембрийские породы, представленные терригенными осадками и кислыми вулканитами, ложатся во многих разрезах с резким несогласием на бривер (кадомская складчатость). Радиометрические датировки указывают на продолжение тектоно-магматической активности в кадомском орогене в течение всего кембрия (кадомий-III), но тектоническая природа этой активности дискуссионна.

Тектонические события, целиком или частично отвечающие промежутку времени 750–500 млн лет назад, прослежены глобально – от зоны панафриканской складчатости через Иберийский полуостров, Армориканский, Центральный Французский и Чешский массивы в Карпаты (но не в Альпы), Балканы, Туранскую плиту. Эти события рассматривались различными авторами в разных местах как проявления панафриканской, авалонской, кадомской, ассинтской, байкальской, салаирской, сардинской, сардской складчатости, эпохи орогенеза или соответствующего тектонического цикла [Белов, 1981; Рудаков, 1984, 1985; Caby, 1978; Jaeger, 1977; Mahel, Malkovsky, 1984; Rast et al., 1983]. Совершенно очевидно, что такая терминология избыточна.

Сравнивая названия "кадомская" и "ассинтская", следует иметь в виду, что первое было предложено раньше (Г. Бертраном в 1921 г.) и имеет лучшее геологическое обоснование. Что же касается "ассинтской" складчатости, то это название было предложено Г. Штилле значительно позже; ее проявление определяется по несогласию между кембрием и верхним рифеем (венд отсутствует), так что тектонотип недостаточно точен в определении времени складчатости [Келлер, 1973; Тектоника..., 1978]. Названия "авалонская" и "панафриканская" близки к названию "кадомская складчатость", но предложены значительно позже и могут применяться в региональной номенклатуре.

Вопрос о байкальской складчатости значительно сложнее. Термин "байкальская" часто используется как синоним термина "кадомская", хотя некоторые исследователи предпочитают термин "позднебайкальская" или "байкальская с окончанием в кембрии" [Друшиц и др., 1984; Khain, 1975]. Байкальская складчатость была выделена Н.С. Шатским в 1932 г.; содержание термина было им слегка изменено в 1963 г. [Шатский, 1963]. Термин использовался для обозначения тектонических движений на южном и юго-восточном краях Сибирской платформы в конце протерозоя и в первой половине кембрия. Движения эти рассматривались как главная, завершающая фаза складчатости, в результате которой произошло образование складчатого пояса байкалид. Позже термин "байкальская складчатость" приобрел мировое признание и стал использоваться для обозначения складчатых процессов и орогенеза конца протерозоя – раннего кембрия по всей Евразии, – от Армориканского массива до Монголо-Охотского пояса. Однако выяснилось, что в тектонотипическом и паратектонотипическом регионах байкалид присутствуют не только нижнекембрийские, но и более молодые складчатые формации; местами предполагается даже развитие шарьяжей с участием ордовика и силура [Добрецов, 1985; Бутов и др., 1974; Беличенко, 1977]. Более того, появились геологические и радиометрические данные, которые показывают, что консолидация земной коры большей части Байкальского региона закончилась в раннем протерозое и тектонические движения позднего протерозоя – раннего палеозоя имели характер не завершающей складчатости, а тектонической активизации [Федоровский, Штрейс, 1983; Чернова, 1983]. Таким образом, стало ясно, что тектонотипа байкалид не существует. Но, может быть, существует байкальская складчатость?

В регионах, которые рассматривались как тектонотип и паратектонотипы байкалид (Прибайкалье и Забайкалье, Енисейский кряж, Восточный Саян), наиболее отчетливое стратиграфическое и структурное несогласие, могущее указывать на верхний возраст

ной предел четко проявленной складчатости, прослеживается в основании позднерифейско-кембрийских отложений (на уровне 850 млн лет). Неметаморфизованные базальные конгломераты содержат метаморфические породы и граниты батолитового типа [Павлова, Клигин, 1971; Синельников, Ицков, 1973] и вверх сменяются мощными молассоподобными терригенными толщами позднего рифея—венда, которые, в свою очередь, переходят вверх по разрезу в терригенно-карбонатные и затем в карбонатные отложения венда—кембрия. Было ясно показано [Постельников, 1972], что позднедокембрийско-кембрийский цикл, в течение которого образовались вышеуказанные серии наложенных бассейнов, имеет трансгрессивный характер; границы областей осадконакопления со временем расширялись. В сторону эвгеосинклиналей эти деформации переходят в одновозрастные геосинклинальные. Магматизм в этих наложенных прогибах довольно слабый и включает габбро-перидотитовую, габбро-диабазовую, трахибазальтовую и щелочно-базальтовую формации [Домышев, 1976]. Нетрудно заметить, что эти черты характеризуют не орогенную, как это обычно считается [Чернова, 1983; Постельников, 1972; Келлер, 1973; Алтухов и др., 1973], а рифтогенную обстановку, в которой образуется не верхняя моласса, а эпиплатформенный комплекс, латерально и генетически связанный с возрожденной геосинклиналью. Таким образом, кадомская орогения несопоставима с тектоническими событиями в Байкальском регионе, а термины "кадомский" и "байкальский" — не синонимы.

Позднерифейский рифтогенез, вероятно, дал начало кадомскому циклу в Европе; близкое по возрасту рифтообразование на окраинах Сибирской платформы дало начало салаирскому, а местами — полному каледонскому циклам тектонического развития.

Некоторые авторы используют название "салаирский" для обозначения кембрийских тектоно-магматических событий в Европе [Рудаков, 1984, 1985; Гамкрелидзе, 1976]. Но что значит "салаирский"? Тектонотип салаирид оказался не вполне подходящим: в Салаирской вариской складчатой зоне имеется стратиграфическое несогласие между средним и верхним кембрием, отсутствующее в Европе; образование этого несогласия не сопровождалось полной тектонической перестройкой. В неотектонотипических районах развития салаирид (Восточный Саян, Кузнецкий Алатау, Тува) геосинклиналь возникла примерно 850 млн лет назад, а орогенез и складчатые процессы, сопровождаемые и отражаемые накоплением флишоидов и молассы, начались во второй половине кембрия и закончились в ордовике или еще позднее [Смирнова, 1984; Добрецов, 1985; Моссаковский, 1963]. Вот что писал об этом А.А. Моссаковский [1963, с. 162]: "Конец среднего кембрия был временем начала замыкания Минусинской геосинклинали и первых проявлений складкообразовательных процессов, достигших наибольшей силы в позднем кембрии — ордовике. По-видимому, отражением этих первых складкообразовательных движений явились тот перерыв и угловое несогласие, которые отмечают в основании верхней части верхнего кембрия на большей части рассматриваемой территории".

В Средней и Южной Европе, так же как и на Урале, формирование нижнего ордовика, обычно несогласно лежащего на подстилающих комплексах [Doré, 1977], знаменует начало нового, каледоно-варисского цикла, а не конец старого, салаирского, имеющего большую длительность.

Остается не вполне ясным, привел ли кадомский тектогенез к полному закрытию океанов прото-Тетис и прото-Япетус, или какие-то части этих бассейнов были прямо унаследованы океанами Япетус и палео-Тетис (как это имело место во взаимоотношениях между палео-Тетисом и мезо-Тетисом).

В любом случае, согласно палеомагнитным данным [Piper, 1983], кембрийская эпоха была временем окончательного разрушения прото-Пангеи и оформления океанов Япетус и палео-Тетис. При этом кембрийские тектоно-магматические события можно хотя бы частично объяснить как проявления дополнительной или самостоятельной эпохи рифтогенеза, которая обновила старые и сформировала новые геосинклинальные тропы [Новикова, 1983; Anderton, 1982; Carannante et al., 1984; Kumarapeli, 1978; Meere et al., 1981; Rast et al., 1983].

**ОТ ОКЕАНОВ ЯПЕТУС И ПАЛЕО-ТЕТИС  
К КАЛЕДОНО-ВАРИССКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЕ**

**Ранняя стадия (ордовик—силур)**

К началу ордовика был сформирован новый (или сильно обновлен старый) тектонический план, главные черты которого определялись присутствием двух океанов — Япетуса и палео-Тетиса, которые были ограничены тремя континентами — Северо-Американским, Восточно-Европейским и Гондванским — и разделены большим микроконтинентом (может быть, лучше сказать мезоконтинентом?) Арморика и другими, значительно более мелкими (Арморику автор выделил раньше под названием Западно-Европейского континента [Пучков, 1979]). Именно такое распределение палеотектонических элементов, как это показано на рис. 2, выбрано автором из многих ранее предлагавшихся моделей, так как оно соответствует палеомагнитным данным и подтверждается и дополняется данными формационного анализа (рис. 3) [Petroud et al., 1984; Пучков, 1979; Белов, 1981].

Обращает на себя внимание, что по крайней мере в течение ордовика все окраины Арморики были пассивными [Пучков, 1979; Белов, 1981; Dunning, 1977]; большая же часть окраины подвергалась деформации только начиная со второй половины девона.

В течение ордовика происходило прогрессирующее сужение западной части океана Япетус под влиянием падающей к востоку зоны субдукции, что привело к столкновению континента и островной дуги с образованием таконских структур. В тылу дуги имел место рассеянный рифтинг с образованием вторичного океанического бассейна; рифтовые деформации, возможно, затронули и Арморику.

В этой связи следует коснуться одной интересной проблемы, связанной с интерпретацией "каледонских" (ордовикско-силурийских) радиоизотопных датировок высоко-

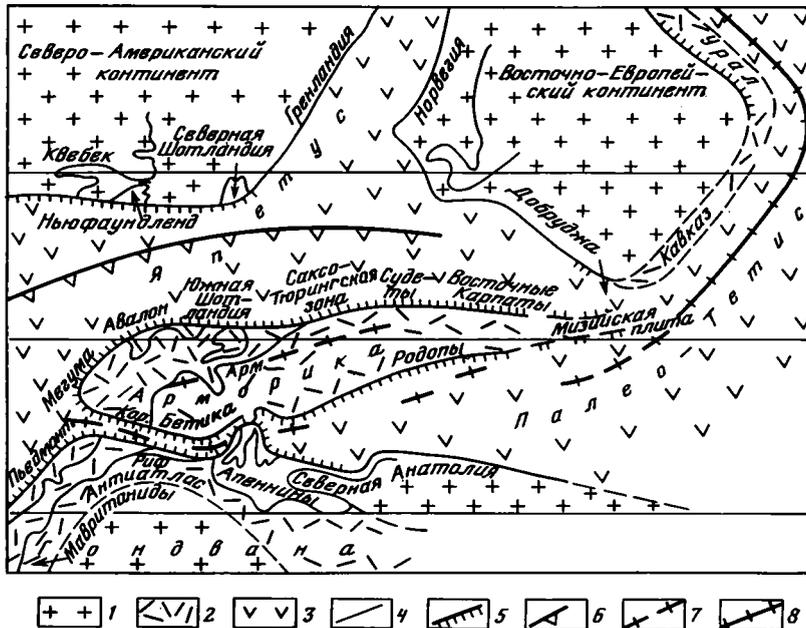


Рис. 2. Палеогеодинамическая реконструкция палеозоид Центральной Пангеи для ордовика (с использованием данных: [Пучков, 1979; Белов, 1981; Petroud et al., 1984])

1 — древние кратоны; 2 — зоны проявления кадомской складчатости; 3 — океаны; 4, 5 — граница континент—океан; 4 — с неясной геологической характеристикой, 5 — с установленным развитием батнальных комплексов пассивных континентальных окраин, заложившихся в кембри—начале ордовика; 6 — зона субдукции; 7 — зоны рассеянного спрединга; 8 — зоны срединно-океанического спрединга

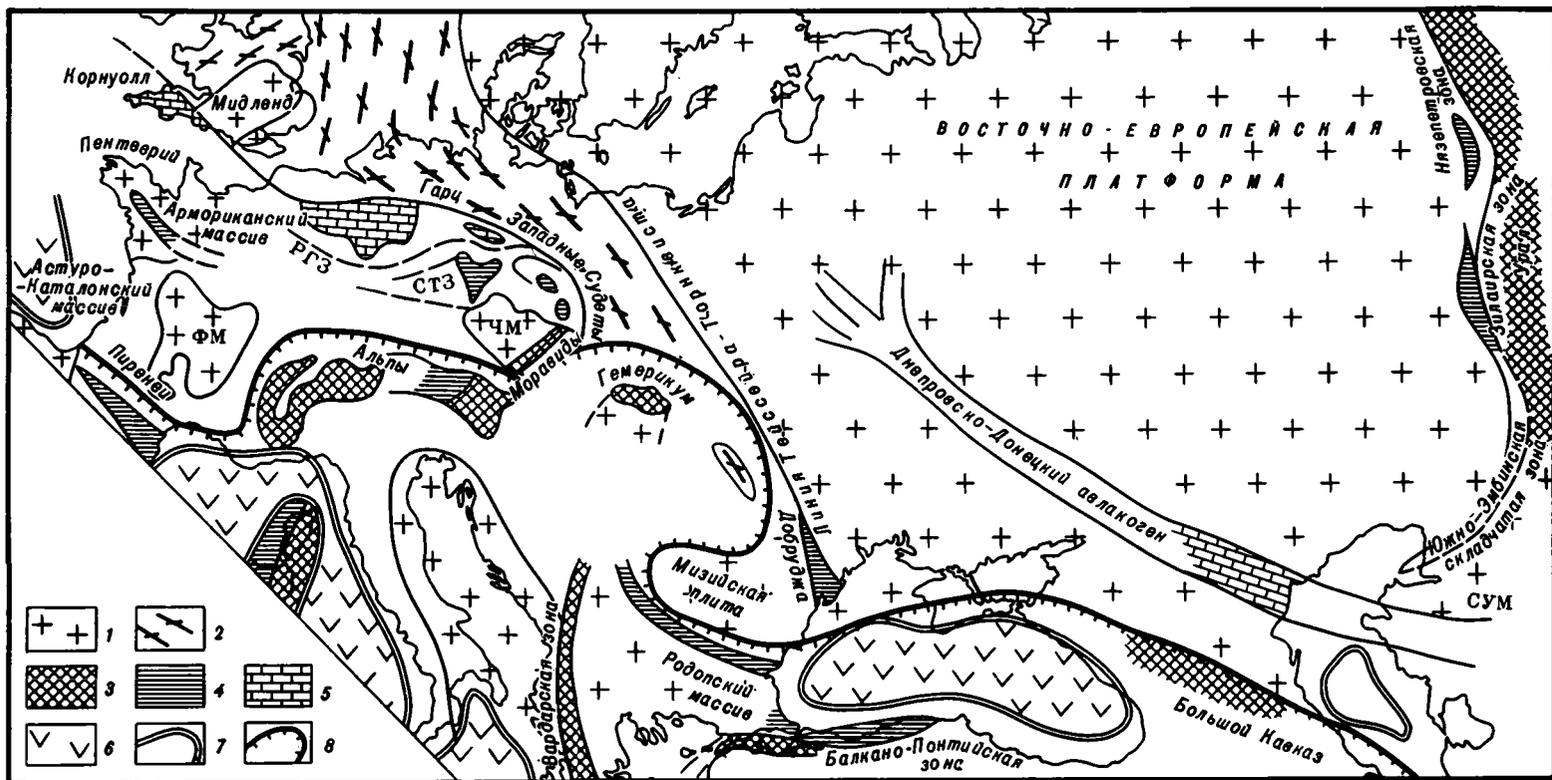


Рис. 3. Современное расположение на территории Европы некоторых важнейших структур и формационных комплексов, принадлежавших к палеозоидам Центральной Пангеи

1 – кратоны и докембрийские срединные массивы; 2 – каледониды; 3 – палеозойские океанические и островодужные комплексы варисских структур; 4, 5 – палеозойские батинальные комплексы варисских структур: 4 – ордовикско-раннекаменноугольные, 5 – девонско-раннекаменноугольные; 6 – области современной океанической коры; 7 – рифтогенные границы современных океанических впадин; 8 – северная граница Альпийского орогена

ФМ – Французский массив; РГЗ – Рено-Герцинская зона; СТЗ – Саксо-Тюрингская зона; ЧМ – Чешский массив; СУМ – Северо-Устьюртский массив

метаморфизованных горных пород и гранитов в пределах микроконтинента. Подавляющее большинство исследователей признают, что нигде в этом районе нет орогенных формаций ордовикско-силурийского возраста; предполагается, что ордовикско-верхнепалеозойские отложения образовались в течение одного каледоно-варисского цикла [Пучков, 1979; Behr et al., 1984]. С учетом этого на первый взгляд кажется весьма загадочным тот факт, что радиометрические датировки гранулитов в Чешском массиве, Саксонских Гранулитовых горах, Западных Альпах, Пиренеях, Галисии, Марокканском Рифе и в других местах одни и те же и укладываются в интервал 500–400 млн лет назад (ордовик–силур) [Jaeger, 1977; Dornzierep, Zwart, 1980]. Некоторые геологи пришли к выводу, что эти датировки не имеют геологического смысла: гранулиты – докембрийские, поскольку отсутствуют признаки каледонской складчатости [Dornzierep, Zwart, 1980].

Есть, однако, иная, как нам кажется, значительно более правдоподобная точка зрения. Дело в том, что гранулиты в упомянутых местонахождениях обычно ассоциируют с гранатовыми перидотитами, гранатовыми пироксенитами и шпинелевыми лерцолитами, которые по своему минеральному составу соответствуют мантийным условиям образования ([Weber, 1984; Behr et al., 1984; Reuber et al., 1982]; подробнее см. [Ефимов, Пучков, 1980]). Этот факт дает возможность объяснить происхождение гранулитов, а также анатектических гранитов того же возраста как результат внедрения чрезвычайно высоко нагретой пластичной верхней мантии в нижнюю часть земной коры в условиях растяжения в течение рифтогенеза. В результате позднейших орогенических движений, деформации и эрозии эти метаморфические комплексы были перемещены к поверхности Земли.

Таким образом, вполне возможно, что в ордовикское и силурийское время микроконтинент Арморика подвергся медленному, рассредоточенному рифтогенезу, который и привел к полностью его раскалыванию.

В течение того же времени оставшаяся часть океана Япетус постепенно закрывалась, так что к концу силура края сильно сблизилась, почти сошлись, что привело к формированию поздних каледонид в Англии, Скандинавии, в фундаменте Среднеевропейской плиты и в других районах [Dunping, 1977; Garezkiy et al., 1984; Гарецкий и др., 1983]. Полоса наиболее южных проявлений каледонской складчатости прослеживается вдоль линии Брабантский массив–Арденны–Германо-Польский авлакоген и затем ныряет под край Альпийского орогена, очевидно затухая. Лишь в Восточных Карпатах (в среднепалеозойском комплексе Бретила Мармарошского массива) отмечено угловое несогласие между верхнеордовикско-нижнесилурийской свитой Репедя и девонско-нижнекаменноугольной свитой Чимпоаза, что, видимо, отвечает проявлениям здесь каледонской складчатости [Белов, 1981] (см. рис. 3). К югу и западу от указанной линии складчатые деформации данной эпохи не проявились, так что силурийско-девонские разрезы Саксо-Тюрингской зоны, Судет, Гемерид, Караванке, Супрагетикума, Добруджи, Свогена и многие другие указывают на глубоководное, спокойное осадконакопление [Пучков, 1979] (см. рис. 3). Таким образом, коллизии Арморики и Каледонского орогена еще не произошло; судетиды все еще занимали тыловодужное положение, в то время как позднекаледонские деформации все еще определялись существованием зоны субдукции, падавшей к юго-востоку. Поздние ордовикско-силурийские вулканы и осадки островодужного типа широко развиты в Северных Аппалачах и в Англии [Hada, 1980; Bostock, 1978; Yardley et al., 1982; Тектоника..., 1978]. К концу этого этапа завершилась коллизия Северо-Американского и Восточно-Европейского континентов, возник континент Лавразия.

### Средняя стадия (девон–ранний карбон)

Акадские орогенические движения первой половины девона имели место главным образом в Аппалачско-Каледонском орогене (за некоторым исключением: имеются указания на их развитие в Армориканском (?) и Центральном Французском массивах [Arthaud, Matté, 1977; Autran, Guillot, 1977]). Субдукция в течение акадской эпохи

(или даже раньше) сменилась коллизией, о чем может свидетельствовать полное отсутствие силурийских и тем более девонских офиолитов в Аппалачах и Мавританидах. Видимо, слияние древних континентов в суперконтинент Пангея началось уже в это время.

Примерно одновременно с завершением акадской складчатости в Европе и Средней Азии началась серия рифтовых эпизодов, значение которых для некоторых зон существенно возросло к концу девона. Эти рифтовые движения сопровождались характерным "инициальным" вулканизмом и привели в Европе к образованию авлакогенов и энсиалических геосинклиналей, краяхем Карпинского [Cabanis et al., 1981; Deeny, 1982; Behr et al., 1984], а в Средней Азии их результатом было полное раскалывание континентальной коры с образованием новых океанических бассейнов. В частности, в Корнуолле и Рейнских Сланцевых горах образовался новый, энсиалический варисский бассейн, ось которого проходила под углом к простираниям нижележащих каледонских структур [Dunping, 1977; Werner, 1981]. Возможно также, что девонским растяжением объясняется отмечающаяся в Карпатах [Рудаков, 1984] вспышка базальтоидного вулканизма. На Восточно-Европейской платформе в девоне также формировались (или обновлялись) рифтовые зоны — грабены и авлакогены [Милановский, 1983; и др.]. Наиболее крупный из них — Днепровско-Донецкий авлакоген, продолженный к востоку, в пределах герцинской геосинклинали, краяхем Карпинского [Гавриш, 1981; Макаревич, Конишев, 1976]. К юго-востоку масштаб раздвигания континентальной коры, вероятно, увеличивался: восточнее Каспийского моря, в юго-восточной части Туранской плиты, в девоне формировались офиолиты и андезитовидные серии. Развитие этого процесса, возможно, также привело к образованию верхнедевонско-нижнекаменноугольных батиальных формаций и нижнекаменноугольных офиолитов еще восточнее — в Гиссарской зоне Южного Тянь-Шаня и в зоне Гиндукуш—Северный Памир—Каракорум [Панасенко, 1983; Руженцев и др., 1977; Белов и др., 1982; Буртман, 1976]. Возникший бассейн получил название "палео-Тетис II" в отличие от "палео-Тетиса I", который образовался в раннем палеозое [Адамия и др., 1985].

Таким образом, середина девона была временем резкого изменения динамического характера тектонических процессов в регионе. Вероятно, именно в это время зона субдукции в океане Япетус, имевшая юго-восточное падение, наконец отмерла и новая система зон субдукции с северным падением сейсмофокальных поверхностей была заложена на северной периферии палео-Тетиса. Анализ девоно-динантского вулканизма в Западной и Центральной Европе указывает на существование активной континентальной окраины андского типа в пределах современной Молданубской зоны, Альп и, возможно, Стара-Планины [Bebien et al., 1977; Didier, Lamette, 1977; Visona, 1983; Белов, 1981]. В более восточных районах зоны субдукции развивались, вероятно, в океанической обстановке. Вполне убедительные данные о существовании девонских островодужных формаций приведены Е.В. Хаиным [1984] на основании материалов, полученных при изучении геологии Большого Кавказа. Как уже отмечалось, существование островодужной структуры предполагается в девоне и восточнее, на месте Карабогазского поднятия в южной части Туранской плиты [Панасенко, 1983]. В тылу вышеописанной системы зон субдукции в позднедевонско-турнейское время развивались рифтовые структуры, также упомянутые выше.

### Поздняя стадия (поздний палеозой)

В позднепалеозойское время зона субдукции сохранила свое положение на северной окраине палео-Тетиса и северное падение, полностью превратившись в структуру андийского типа. Субсеквентные вулканыты, связанные с этой зоной, хорошо прослеживаются через всю Евразию в виде гигантского вулканно-плутонического пояса, в строении которого наблюдается грубая геохимическая и структурная зональность: во внешней зоне, приближенной к океанической впадине, — орогенез, развитие известково-щелочных вулканитов, гранитный магматизм; во внутренней — рифтогенез, образование отчетливо наложенных впадин, заполняемых молассоидами, излияние щелочных базальтоидов [Мосса-

ковский, 1975; Курчавов, Ярмолюк, 1984]. В районе Тянь-Шаня и Центрального Казахстана этот пояс деформаций и вулканизма соединяется (по типу тройного сочленения) с Уральским орогеном. В последнем к началу позднего палеозоя уже не осталось океанической коры и субдукция сменилась коллизией, не сопровождавшейся известково-щелочным вулканизмом.

В западной части зоны субдукции, в Западной и Центральной Европе, динантский флиш сменялся молассой; к намыру сформировался Предварисский краевой прогиб; деформация континентальной окраины Варисского орогена сопровождалась северным его изгибанием и продвижением к северу, вследствие чего в Аппалачско-Каледонском орогене наряду со складчатостью и надвигами образовались также зоны крупномасштабных левосторонних сдвигов в каменноугольное время вдоль края Северо-Американского кратона по линии Кэбот—Грейт-Глен [Rast, Grant, 1977]. Логично предположить, что вдоль западного фланга этой дуги, по границе с Восточно-Европейским орогеном (по линии Тейссейра—Торнквиста), происходили правосторонние смещения. К пермскому времени, по-видимому, завершились коллизия Варисского орогена с континентом Гондвана и последующее отмирание орогена, о чем свидетельствуют характер расположения позднепермских впадин и особенности формаций этого возраста [Argyriadis et al., 1980; Dvorak et al., 1977; Lorenz, Nicholls, 1984]. На месте западной части палео-Тетиса I сформировалась сутурная зона, отдельные фрагменты которой намечаются в поднятых палеозойских блоках Альпийского орогена в виде зон смятия и аллохтонов с офиолитами (зона Ивреа, Айзенкаппель, Восточная Каринтия, Высокий Тауэрн в Альпах, Гемериды в Западных Карпатах, Трансильванские покровы в Восточных Карпатах, офиолиты района Железных Ворот Дуная в Южных Карпатах, Вардарская зона Балкан, Троянская зона Северо-Западной Анатолии, офиолитосодержащие комплексы Большого Кавказа; подробнее см. [Белов, 1981]). К западу от Альпийского орогена эта сутура не маркируется офиолитами, однако ее продолжение намечается в Аппалачах в виде крупнейших зон покровного строения (провинции Долин и Хребтов и Голубых Гор), сформировавшихся в позднем палеозое. На востоке, наоборот, оставалось океаническое пространство, его существование определяется палеоконтинентальными реставрациями для верхнего палеозоя (см. рис. 1), при которых в этой области неизбежно остается треугольное океаническое "зияние" между Тянь-Шанем и Гондваной [Dewey et al., 1973].

#### НАЧАЛО АЛЬПИЙСКОГО МЕГАЦИКЛА ЗАМЫКАНИЕ ПАЛЕО-ТЕТИСА – ЗАЛОЖЕНИЕ МЕЗО-ТЕТИСА

В восточной части региона уже в пермское время на окраине Гондваны начались рифтовые процессы [Пашков, Швольман, 1979], которые в триасе распространились далеко на запад, приведя в конечном счете к образованию мезо-Тетиса, ограниченного с севера микроконтинентами. Эти микроконтиненты перемещались к северу; их столкновение с окраиной евразийской части суперконтинента привело в позднем триасе к полному замыканию остаточной впадины океана палео-Тетис II, к формированию зон древнекиммерийской складчатости и офиолитовой сутуры Гиндукуш—Северный Памир—Кульзунь. Эта ситуация дает яркий пример сочетания процессов складчатости (орогенеза) и рифтогенеза [Argyriadis et al., 1980; Bassoulet et al., 1980; Адамия и др., 1985].

Обращает на себя внимание тот факт, что триасовая рифтовая зона, определившая место заложения Тетиса и конфигурацию разделявшихся им континентов, проходила не по варисской сутуре, а южнее, но параллельно ей, что обусловило элемент наследования в их развитии (см. рис. 1).

#### ВЫВОДЫ

Как показывают изложенные материалы, в фундаменте Альпийской складчатой области и за ее пределами наблюдаются фрагменты древних складчатых поясов, реставрация которых позволяет говорить о существовании в прошлом единой Доальпийской полихронной складчатой системы палеозойского периода, спаявшей в Пангею три кратона — Северо-

Американский, Восточно-Европейский и Гондванский — и занимавшей в Пангее среднее положение. Отправным моментом развития этой системы можно считать распад прото-Пангеи, который, по-видимому, завершился в конце позднего рифея, в казахстанскую фазу рифтогенеза. Более древние блоки в пределах системы, вероятно, можно считать обломками указанных кратонов.

Дальнейшее развитие было связано с образованием впадин с океанической корой, получивших названия "прото-Япетус" и "прото-Тетис"; размеры впадин неясны. Впадины разделялись энциалической островной дугой; частичная консолидация этой структуры, связываемая с кадомской складчатостью, фиксируется угловыми несогласиями в основании кембрия, проявленными довольно широко. Тектоническая природа кембрийских тектоно-магматических событий менее ясна. Возможно, они отражают сближенный с орогенезом рифтогенный эпизод. Сопоставление этих позднерифейско-кембрийских событий с байкальским и салаирским циклами, судя по характеру тектонитов, неправомерно.

Ордовикский структурный план во многом наследует кадомский и определяется наличием двух океанов — Япетуса и палео-Тетиса, разделенных микроконтинентом Арморика, возникшим на месте Кадомского орогена и длительное время имевшим только пассивные окраины. Зона субдукции и новая островная дуга располагались в это время в пределах океана Япетус; сейсмофокальная поверхность падала к юго-востоку. Развитие субдукции привело к столкновению островной дуги и Северо-Американского континента с образованием Таконского орогена во второй половине ордовика. Одновременно с этим, а также в силуре в тылу островной дуги происходил рассеянный рифтогенез, который, вероятно, захватил и Арморикю. "Каледонский" магмато-метаморфический эпизод в ее пределах (500—400 млн лет) трактуется как проявление этого рифтогенеза.

Продолжение субдукции в океане Япетус привело в преддевонское время к образованию "полных" каледонид Великобритании, Гренландии, Скандинавии и фундамента Среднеевропейской плиты, спаявших Северо-Американский и Восточно-Европейский континенты в более крупный континент — Лавразию.

Проявленная в среднем девоне преимущественно в пределах Аппалачско-Каледонской системы акадская складчатость носила уже переходный характер — от субдукции к тектоно-магматической активизации континентальной коры в условиях коллизии Гондваны и Северо-Американского кратона, приведшей к образованию Пангеи.

Середина девона была переломным моментом в развитии региона. С одной стороны, на северной окраине палео-Тетиса началось заложение новой системы зон субдукции с падением на север. В западной части региона развивалась субдукция андийского типа, восточнее возникли островные дуги. Севернее, в тылу субдукционной системы, возникали растяжения — авлакогены, энциалические геосинклинальные прогибы и (на востоке) даже океаническая впадина, названная палео-Тетис II.

В позднем палеозое указанная субдукционная система продолжала развиваться с постепенным закрытием и смятием вторичных зон растяжения и образованием Варисского орогена.

В конце палеозоя Варисский ороген прекратил свое существование и местами начался эпиконтинентальный рифтогенез, а в триасе Пангея была насквозь рассечена рифтовой зоной, заложившейся в основном в пределах края Гондваны параллельно варисской сутуре. Этим событием начался альпийский тектоно-магматический мегацикл развития территории.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Адамия Ш.А., Белов А.А., Гатинский Ю.Г., Моссаковский А.А. История формирования структуры Средиземноморского пояса в палеозое и раннем мезозое // Геотектоника. 1985. № 3. С. 89—90.
- Алтухов Е.Н., Смирнов А.Д., Красильников Б.Н. О байкальской складчатости Центральной Азии // Там же. 1973. № 4. С. 10—17.
- Беличенко В.Т. Каледонида Байкальской складчатой горной области. Новосибирск: Наука, 1977. 134 с.

- Белов А.А.** Тектоническое развитие Альпийской складчатой области в палеозое. М.: Наука, 1981. 212 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 347).
- Белов А.А., Кафарский Х., Пашков Б.Р.** К стратиграфии палеозойских отложений Дарваз-Сарыкольской зоны Северного Памира // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1982. Т. 57, вып. 5. С. 33–44.
- Божко Н.А.** Позднедокембрийская тектоника Гондваны // Изв. вузов. Геология и разведка. 1979. № 2. С. 87–91.
- Браташ В.И.** Керман-Кашмерский прогиб Ирана и проблема сопряжения доюрских структур Туранской плиты и Средиземноморского пояса // Геотектоника. 1975. № 2. С. 55–67.
- Бутов Ю.П., Завишлевич А.Н., Литвиновский Б.А.** Проблема байкалид в свете новых данных по стратиграфии и магматизму центральной части Байкальской горной области // Там же. 1974. № 2. С. 60–71.
- Буртман В.С.** Геология и механика шарьяжей. М.: Недра, 1973. 97 с.
- Буртман В.С.** Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. М.: Наука, 1976. 161 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 289).
- Гавриш В.К.** О рифтогенезе Днепровско-Донецкой впадины // Докл. АН СССР. 1981. Т. 256, № 6. С. 1447–1449.
- Гамкрелидзе И.П.** Механизм формирования тектонических структур и некоторые общие проблемы тектогенеза. Тбилиси: Мецниереба, 1976. 240 с.
- Гамкрелидзе И.П., Думбадзе Г.Д., Кекелия М.А.** и др. Офиолиты Дзирульского массива и проблема палео-Тетиса на Кавказе // Геотектоника. 1984. № 5. С. 23–33.
- Гарецкий Р.Г., Зинюченко Т.В., Коженев В.Л.** О фундаменте Среднеевропейской плиты // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1983. Т. 58, вып. 6. С. 37–48.
- Добрецов Н.Л.** О покровной "тектонике" Восточного Саяна // Геотектоника. 1985. № 1. С. 39–50.
- Домышев В.С.** Рифейские базиты Байкало-Саяно-Енисейского краевого обрамления Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1976. 85 с.
- Друщизн В.В., Верещагин В.Н., Пельмский Г.А.** и др. Геохронологическая таблица. Л.: ВСЕГЕИ, 1984.
- Ефимов А.А., Пучков В.Н.** О происхождении офиолитовой ассоциации. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. 62 с.
- Келлер Б.М.** Тектоническая история и формации верхнего докембрия. М.: ВИНТИ, 1973. 119 с. (Итоги науки и техники. Общ. геология; Т. 5).
- Курчатов А.М., Ярмолюк В.В.** Размещение континентальных пермских вулканитов Центральной Азии и его тектоническое истолкование // Геотектоника. 1984. № 4. С. 75–89.
- Макаревич В.Н., Конищев В.С.** Основные этапы развития территории поздних авлакогенов Восточно-Европейской платформы // Строение и развитие платформенного чехла Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1976. С. 3–7.
- Милаковский Е.Е.** Рифтогенез в истории земли. М.: Недра, 1983. 280 с.
- Моссаковский А.А.** Тектоническое развитие минусинских впадин и их горного обрамления в докембрии и палеозое. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 216 с.
- Моссаковский А.А.** Орогенные структуры и вулканизм палеозоид Евразии и их место в формировании континентальной земной коры. М.: Наука, 1975. 317 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 268).
- Новикова А.С.** Континентальная кора Армориканского массива // Геотектоника. 1983. № 1. С. 61–75.
- Павлова Т.Г., Клитин К.А.** Структурные закономерности проявления гранитоидного магматизма на примере Байкальской складчатой области // Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971. С. 140–151.
- Панасенко О.М.** Древние рифтовые зоны юго-западной окраины Туранской плиты и проблема ее границы с альпидами // Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М.: Наука, 1983. С. 184–189.
- Пашков Б.Р., Швольман В.А.** Рифтогенные окраины Тетиса на Памире // Геотектоника. 1979. № 6. С. 42–57.
- Постельников Е.С.** Байкальский орогенез: (На примере Енисейского кряжа). М.: Наука, 1972. 160 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 243).
- Пучков В.Н.** Батинальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 260 с.
- Пучков В.Н.** Альпийская эволюция доальпийских комплексов и их роль в образовании покровов // Альпийские структурные элементы: Карпатско-Балканско-Кавказско-Памирская орогенная зона. Братислава, 1982. С. 131–137. На англ. яз.
- Рудаков С.Г.** Каледоно-варисский этап в эволюции Карпато-Балканской геосинклинальной области // Бюл. МОИП. Сер. геол. 1984. Т. 59, вып. 2. С. 14–27.
- Рудаков С.Г.** Корреляция основных тектонических рубежей в доальпийской эволюции Карпат и Восточных Альп // Геотектоника. 1985. № 5. С. 62–70.
- Руженцев С.В., Поспелов И.И., Сухов А.Н.** Тектоника Калайхумб-Сауксайской зоны Северного Памира // Там же. 1977. № 4. С. 68–80.
- Синельников Д.П., Ицков А.И.** Развитие Енисейского кряжа (вторая половина позднего рифея – венд) // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1973. № 6. С. 10–19.
- Смирнова М.Н.** Основы геологии СССР. М.: Высш. шк., 1984. 384 с.
- Тектоника Европы и смежных областей: Древние платформы, байкалиды, каледониды: (Объясни-

- тельная записка к Международной тектонической карте Европы и смежных областей м-ба 1:2 500 000). М.: Наука, 1978. 422 с.
- Федоровский В.С., Штрейс Н.А.* Проблема байкалид и южная граница Сибирской платформы // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1983. Т. 58, вып. 6. С. 68–73.
- Хаин Е.В.* Офиолиты и герцинская покровная структура Передового хребта Северного Кавказа. М.: Наука, 1984. 135 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 382).
- Хаин Е.В.* Об одной важной закономерности развития межконтинентальных поясов Евразии // Геотектоника. 1984. № 1. С. 13–23.
- Чернова Е.С.* Некоторые вопросы геологического строения и развития Байкальской горной области // Изв. вузов. Геология и разведка. 1983. № 11. С. 68–78.
- Шатский Н.С.* Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 1963. Т. 1. 622 с.
- Anderton R.* Dalradian deposition and Late Precambrian–Cambrian history of the N. Atlantic region: a review of the early evolution of the *Janetus Ocean* // J. Geol. Soc. 1982. Vol. 139. N 4. P. 421–431.
- Argyriadis L., Graciansky P.C.M., Marcoux J., Ricon L.E.* The opening of the Mesozoic Tethys between Eurasia and Arabia–Africa // Mem. BRGM. 1980. Vol. 115. P. 199–214.
- Arthaud F., Matte Ph.* Synthèse provisoire sur l'évolution tectonique et les raccords entre les segments hercyniens situés autour du bassin Nord–Balear (sud de la France, Espagne, block Corso–Sarde) // La chaîne varisque de l'Europe moyenne et occidentale. Rennes, 1977. P. 497–513.
- Autran A., Guillot P.L.* L'évolution orogénique et métamorphique du Limousin (Massif Central Français) au paléozoïque. Relation entre les cycles calédoniens et varisques // Ibid. P. 211–226.
- Bassoulet J.-P., Boulain J., Colchen M.* et al. L'évolution des domaines téthysiens au pourtour du Bouclier indien du Carbonifère au Crétacé // Mem. BRGM. 1980. Vol. 115. P. 180–197.
- Bebien J., Rocci C., Floya P.A.* et al. Le volcanisme dévonodinantien, élément dominant dans la reconstitution du cadre géotectonique de l'Europe moyenne varisque // La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale. Rennes, 1977. P. 275–291.
- Behr H.-J., Engel W., Franke W.* et al. The Variscan Belt in Central Europe: main structures, geodynamic implications, open questions // Tectonophysics. 1984. Vol. 109, N 1/2. P. 15–40.
- Black R.* Propos sur le Pan-Africain // Bull. Soc. géol. France. 1978. Vol. 20, N 6. P. 843–850.
- Bostock H.H.* The Roberts Arm group, Newfoundland: geological notes on a Middle or Upper Ordovician Island arc environment // Pap. Geol. Surv. Can. 1978. Vol. 15. P. 1–21.
- Cabanis B., Chantraine J., Herrouin Y., Treuil M.* Mise en évidence d'un domaine en distension crustale au Dévonien inférieur en Bretagne centre-ouest // Résumé princ. résultat. sci. et techn. serv. géol. nat. Paris, 1981. 40 p.
- Caby R.* Paléogéodynamique d'une marge passive et une marge active au Précambrien supérieur: leur collision dans la chaîne pan-africaine au Mali // Bull. Soc. géol. France. 1978. T. 20, N 6. P. 857–861.
- Carannante G., Coccozza T., D'Argenio B.* Late Precambrian–Cambrian geodynamic setting and tectono-sedimentary evolution of Sardinia (Italy) // Bol. Soc. geol. Ital. 1984. Vol. 103, N 1. P. 121–128.
- Chenevoy M., Ravier J.* L'histoire antestéphanienne du Massif Central Français et le problème des influences calédoniennes // La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale. Rennes, 1977. P. 199–210.
- Congé J.* Vers un essai d'interprétation paléogéodynamique de l'orogène cadomien d'Europe occidentale: sa place dans l'évolution des régions médio- et ouest-européennes sous-jacentes au domaine varisque // Anu. Inst. geol. si geofiz. 1980. N 57. P. 119–121.
- Deeny D.E.* Further evidence for Devonian–Carboniferous rifting in central Ireland // Geol. en mijnbouw. 1982. Vol. 61, N 3. P. 243–252.
- Dewey J.F., Pitman W.G., Ryan B.F., Bonnin J.* Plate tectonics and the evolution of the Alpine system // Bull. Geol. Soc. Amer. 1973. Vol. 84. P. 3137–3180.
- Didier J., Lamerre J.* Le noyau Arverns du Massif Central Français dans l'orogène varisque // La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale. Vol. 243. Rennes, 1977. P. 39–55.
- Doré F.* L'Europe moyenne cambrienne, les modèles sédimentaires, leur zonalité, leur contrôle // Ibid. P. 143–155.
- Dornziepen U.F., Swart H.* The pre-Variscan in Central and Western Europe // Anu. Inst. geol. si geofiz. 1980. Vol. 57. P. 101–114.
- Dunning F.W.* Caledonian–Variscan relations in North-West Europe // La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale. Rennes, 1977. P. 165–180.
- Dvorak J., Mirouse R., Paproth E.* et al. Relations entre la sédimentation eodévono–carbonifère et la tectonique varisque en Europe Centrale et occidentale // Ibid. P. 241–273.
- Gareckiy K.G., Jubitz K.-B., Znosko J.* Internationale Tektonische Karte des SW–Randes der Osteuropäischen Tafel // Z. angew. Geol. 1984. Bd. 30, H. 4. S. 179–183.
- Hada S.* Pre-Carboniferous evolution of the Newfoundland Appalachians // Pap. Geol. Surv. Can. 1980. N 8. P. 1–21.
- Jaeger E.* The evolution of the Central and West European continent // La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale. Rennes, 1977. P. 227–239.
- Julivert N., Marcos A., Perez-Estaun A.* La structure de la chaîne hercynienne dans le secteur ibérique et l'arc Ibero-Armoricain // La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale. Rennes, 1977. P. 429–440. (Coll. Intern. CNRS; N 243).
- Khain V.E.* Structure and main stages in the tectono–magmatic development of the Caucasus: an attempt at geodynamic interpretation // Amer. J. Sci. 1975. Vol. 274–A. P. 131–156.

- Krütner H., Krütner F., Tunasescu A., Neacsu V.* Interprétation des âges radiométrique K/Ar pour les roches métamorphiques régénérées: Un exemple – les Karpatés Orientales // *Ann. Inst. Geol. si geofisica.* 1976. Vol. 50. P. 169–229.
- Kröner A.* Changes in plate tectonic styles and crustal growth during the Precambrian // *Bull. Soc. Géol. Fr.* 1984. Vol. 26, N 2. P. 297–319.
- Kumarapeli P.S.* The St. Lawrence paleo-rift system: a comparative study // *Tectonics and Geophys. Contin. Rifts.* Dordrecht, 1978. Vol. 2. P. 367–384.
- Leblanc M., Lancelot J.R.* Interprétation géodynamique du domaine pan-africain (Précambrien terminal) d'Anti-Atlas (Maroc) à partir de données géologiques et géochronologiques // *Can. J. Earth. Sci.* 1980. Vol. 17, N 1. P. 142–155.
- Long L.* The Carolina slate belt – evidence of a continental rift zone // *Geology.* 1979. Vol. 7, N 4. P. 180–184.
- Lorens V., Nicholls I.A.* Plate and intraplate processes of Hercynien Europe during the Late Paleozoic // *Tectonophysics.* 1984. Vol. 107, N 1/2. P. 25–56.
- Mahel M., Malkovsky M.* Explanations to tectonic map of Czechoslovakia: 1:500 000. Bratislava, 1984. 50 p.
- Manev D., Tchounev D., Kanourkov G.* Nouvelles idées sur la structura géologique et la metallogénie de la partie mauritanienne des mauritanides // *Rudoobrazuv. protsessi i miner. nachodishcha.* 1976. N 4. P. 3–25.
- Mc Elhinny M.W., Mc Williams M.O.* Precambrian geodynamics – a paleomagnetic view // *Tectonophysics.* 1977. Vol. 34. N 2. P. 137–159.
- Meer M.C.C. van der, Kuijper R.P., Calsteren P.W.G. van et al.* The Hesperian massif: from Japetus aulacogen to ensialic orogen: A model for its development // *Geol. Rdsch.* 1981. Bd. 70. H. 2. S. 459–471.
- Montigny R., Allegre C.J.* A la recherche des océans perdus: les éclogites de Vendée, témoins métamorphisés d'une ancienne croûte océanique // *C.R. Acad. sc.* 1974. Vol. 279. Sér. D<sub>1</sub>. P. 17–20.
- Perroud H., Voo R., van der, Bonhommet R.* Paleozoic evolution of the Armorica plate on the basis of paleomagnetic data // *Geology.* 1984. Vol. 12, N 10. P. 579–582.
- Piper J.D.A.* Proterozoic palaeomagnetism and single continent plate tectonics // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1983. Vol. 74, N 1. P. 163–197.
- Rast N., Grant R.* Variscan–Appalachian and Alleghenian deformation in the Northern Appalachians // *La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale.* Rennes, 1977. P. 583–586.
- Rast N., Shehan S.J., Janes W.* The evolution of the Avalonian plate // *Tectonophysics.* 1983. Vol. 106, N 1–3. P. 257–286.
- Reuber I., Michard A., Chalouan A. et al.* Structure and emplacement of the Alpine-type peridotites from Beni Bousera, Rif. Morocco: a polyphase tectonic interpretation // *Ibid.* 1982. Vol. 82, N 3/4. P. 231–251.
- Roach R.A.* A review of the Precambrian rocks of the British variscides and their relationships with the Precambrian of N.-W. France // *La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale.* Rennes, 1977. P. 61–79.
- Stewart A.D.* Late Proterozoic rifting in NW Scotland: the genesis of the Torridonian // *J. Geol. Soc.* 1982. Vol. 139, N 4. P. 413–420.
- Visona D.* Plutonismo basico ercinio nel sudalpino delle Alpi orientali: primi dati per un modello di tettonica a placche ercinica // *Rend. Soc. geol. ital.* (1982) 1983. Vol. 5, N 2. P. 105–107.
- Weber K.* Variscan events: Early Palaeozoic continental rift metamorphism and Late Palaeozoic crustal shortening // *Variscan tectonics of the North Atlantic Region.* L., 1984. P. 3–22. (*Geol. Soc. Lond. Spec. Pap.*; N 14).
- Werner C.-D.* Grabenbildung, Magmatismus, Metallogenese und Metamorphose im Rhenoheryzynikum – zur Dynamic einer Geosynklinalzone // *Z. geol. Wiss.* 1981. Bd. 9, H. 11. S. 1315–1318.
- Yardley B.W.D., Vine F.J., Baldwin C.T.* The plate tectonic setting of NW Britain and Ireland in late Cambrian and early Ordovician times // *J. Geol. Soc.* 1982. Vol. 139, N 4. P. 455–463.

## СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ АЛЛОХТОННЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ

На примере Алтае-Саянской области вырабатывались и развивались разные точки зрения на природу, возраст и структурное положение гипербазитов. Существовали представления как о магматическом, так и о протрузивном способе их внедрения по глубинным разломам. Датировались гипербазиты по возрасту вмещающих толщ, появлению в осадочных отложениях первых обломков ультраосновных пород, по времени консолидации складчатых зон и т.д.

Большинство исследователей, исходя из представлений об интрузивной природе, считали гипербазиты каледонских складчатых сооружений тесно связанными с эвгеосинклинальными осадочно-вулканогенными разрезами и относили их к кембрию [Пинус и др., 1958; Пинус, Колесник, 1966; Зайков, Зайкова, 1969; Щеглов, Богнибова, 1970; и др.]. Другие геологи в этих же районах выделяли разновозрастные комплексы, сформировавшиеся, по их мнению, на протяжении длительного отрезка времени [Кен, Шапошников, 1959; Ильин, Кудрявцев, 1973]. Высказывалась точка зрения, согласно которой в раннем кембрии происходило магматическое становление массивов ультраосновных пород, а проникновение их в молодые толщи (вплоть до ордовикских и силурийских) осуществлялось путем диапиризма [Зайков, Зайкова, 1969; Никитчин, Рогов, 1972].

К выводу о длительности формирования гипербазитовых поясов пришла и группа исследователей, возглавляемая Г.В. Пинусом [Пинус, 1976; Пинус, Агафонов, 1978; Велинский, Вартанова, 1978; Велинский и др., 1978]. Они приняли точку зрения большинства геологов о транспортировке альпинотипных гипербазитов из мантии в земную кору уже в сформированном виде. Г.В. Пинусом и другими исследователями был выдвинут тезис о протерозойском возрасте гипербазитов Центральной Азии, а длительность формирования поясов объяснялась активностью глубинных разломов. Время внедрения некоторых массивов ультраосновных пород, залегающих среди древних метаморфических толщ, например на севере Сангилена, стали определять даже как ранний докембрий [Велинский и др., 1978; Меляховецкий, Складаров, 1985].

Такое разнообразие точек зрения и противоречивые на первый взгляд выводы и заключения имели под собой реальную почву. Исследователи акцентировали внимание обычно на какой-то одной стороне сложной и многогранной проблемы и по-своему были правы.

Представления о структурном положении и способах внедрения альпинотипных гипербазитов начали трансформироваться в связи с интенсивным изучением современных океанов и развитием с конца 60-х годов идей о палеоокеанической коре в пределах современных континентов. Новые геодинамические концепции стимулировали многих геологов мира к детальному и всестороннему изучению как внутренней структуры, так и общего тектонического положения тел альпинотипных гипербазитов. Появились модели, объясняющие механизм и пути проникновения гипербазитов в верхние горизонты земной коры. В качестве основного источника ультраосновных пород в складчатых системах стала рассматриваться офиолитовая ассоциация палеоокеанических бассейнов и в несравненно меньшей мере — подкоровые горизонты континентальных блоков.

Практически во всех моделях главным условием, необходимым для массового перемещения гипербазитов вверх, считается горизонтальное сжатие бассейнов с корой океанического типа и "проскальзывание" гипербазитосодержащих комплексов относительно вышележащих образований. Таким образом, первостепенная роль при внедрении гипербазитов стала отводиться тектонике.

В складчатых областях различного возраста альпинотипные гипербазиты залегают как в составе полных офиолитовых разрезов, так и в виде обособленных тел, размещенных среди образований иного вещественного состава. В первом случае, независимо от структурного положения самих разрезов, согласно существующей классификации [Пейве и др., 1971], они отнесены к автохтонным, во втором — к аллохтонным образованиям.

Непрерывные офиолитовые разрезы в Алтае-Саянской области описаны только в тектонических покровах Куртушибинского хребта Западного Саяна [Еремеев, Сибилов, 1974; Добрецов, Пономарева, 1976; Херасков, 1979; Кузнецов, 1980; Ляшенко, 1984] и местами на юго-востоке Восточного Саяна [Добрецов и др., 1985]. В других районах распространены в основном аллохтонные гипербазиты, которым уделяется главное внимание.

Гипербазиты, однажды отделившись от первоначально окружавших их пород, в процессе тектонических движений и деформаций проходят длительную и сложную историю преобразований. В конечном итоге формируются разнообразные серпентинитовые брекчи и меланж. Степень тектонического разобщения членов офиолитовой ассоциации бывает самой различной. Поэтому граница между автохтонными и аллохтонными гипербазитами в значительной степени условна. Эти две группы являются крайними звеньями в цепи сложных тектонических преобразований офиолитовых разрезов.

Прежде чем переходить к анализу структурного положения и условий формирования альпинотипных гипербазитов, рассмотрим некоторые особенности развития Алтае-Саянской области в период наиболее активной "жизни" этой группы пород.

#### ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Появление и широкое распространение гипербазитов в Алтае-Саянской области было предопределено существованием здесь в конце докембрия—начале кембрия океанических бассейнов [Пейве и др., 1972; Зоненшайн, 1974; Борукаев и др., 1977; Берзин, 1980; Моссаковский, Дергунов, 1983; и др.].

Образованию океанической коры предшествовал рифейский этап горизонтального растяжения континентальной литосферы. В рифее на утоненной коре сначала развивались эпиконтинентальные бассейны. С появлением во внутренних районах Алтае-Саянской области симатической коры в условиях продолжающегося спрединга океанского дна на окраине Сибирского континента формируется осадочный клин. Некоторые блоки были, по-видимому, оторваны от главных сиалических масс и обособились в виде микроконтинентов.

Таким образом, в Центрально-Азиатском секторе Урало-Монгольского пояса в конце докембрия сложилась геодинамическая обстановка, при которой функционировал латеральный ряд океан—пассивная окраина—континент.

В венде или в самом раннем кембрии на континентальном склоне и у его подножия начались процессы горизонтального сжатия. С этого времени рассматриваемые районы перешли на режим активных окраин. Здесь заложилась системы вулканических островных дуг и обособились краевые моря. Краевые моря унаследовали прежние участки эпиконтинентальных прогибов и пассивных окраин. На их месте предполагается широкое развитие сиалической коры, хотя местами она, по-видимому, отсутствовала.

С момента заложения вулканических островных дуг в обстановке латерального сжатия начались интенсивное тектоническое расчешуивание, деформация, скучивание и утолщение коры. В этот период с верхней мантии была сорвана основная масса ультрабазитов, которые оказались тектонически перемешанными с венд-нижнекембрийскими образованиями более высоких слоев океанической коры.

В качестве примера палеоокеанических зон нами выбран район Хемчикско-Систигхемского прогиба Тувы, протягивающегося вдоль южной окраины каледонской складчатой системы Западного Саяна. Этот район благоприятен в том отношении, что возрастной диапазон толщ, содержащих гипербазиты, охватывает венд, кембрий, отчасти

ордовик и силур. В течение длительного времени можно проследить общую направленность тектонического развития региона и оценить условия размещения мантийных пород в земной коре.

В венде—начале кембрия в анализируемой зоне закончилось формирование океанической коры с характерным для нее осадочно-вулканогенным комплексом. Нижняя часть комплекса состоит из пород офиолитовой ассоциации: спилитов, диабазов, кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев с подчиненным количеством песчано-глинистых и карбонатных отложений (чингинская свита, низы алтынбулакской свиты). Вторая половина комплекса (терешкинская, частично алтынбулакская и эжимская свиты) образована более мелководными пестрыми по составу и окраске толщами. В ней наряду с лавами широко развиты грубообломочные туфы, туфо- и лавобрекчи, лавоконгломераты и другие образования преимущественно базальтового и андезитобазальтового состава. В резко подчиненном количестве в виде даек или излившихся масс местами присутствуют кислые и средние породы. Осадочная составляющая разреза включает как грубообломочные, так и кремнистые, кремнисто-глинистые и карбонатные отложения.

Со второй половины раннего кембрия и до его конца формировался туфогенно-карбонатно-терригенный комплекс (аласутская серия, акдургутская, баянкольская и тапсинская свиты и их аналоги). Он сложен в основном обломочными породами различной зернистости — от алевролитов и аргиллитов до валунных конгломератов, осадочных брекчий и олистостром. Им подчинены карбонатные отложения хемогенного, органогенного и терригенного происхождения. Местами присутствуют туфы и туффиты. Отдельные части разрезов имеют флишоидное строение.

В ордовике и силуре накопился мелководный, существенно терригенный комплекс, залегающий, как правило, с размывом и несогласием на более древних комплексах. Он состоит из нескольких крупных ритмов, начинающихся обычно конгломератами (шешумстагская и чергакская серии и их аналоги). Местами границы между ритмами выступают как несогласия, с которыми связан перерыв в осадконакоплении или размыв подстилающих толщ.

Состав и деформации вендско-силурийских толщ свидетельствуют о том, что рассматриваемая зона в течение длительного времени проявляла высокую тектоническую активность в условиях тангенциального сжатия.

С самого начала кембрия здесь формировалась аккреционная призма, с одной стороны от которой зародились вулканические дуги, а с другой — располагался океанический бассейн. В преддуговой зоне началось поперечное сокращение площади океанической коры, сопровождавшееся интенсивным тектоническим расчешуиванием и формированием покровно-надвиговой структуры. Одновременно практически прекратились процессы вулканизма, хотя в пределах островных дуг они проявлялись до конца раннего кембрия. К этому времени приурочены первые офиолитокластовые олистостромы, генетически связанные с развитием надвигов [Берзин, 1979, 1986].

Покровно-чешуйчатая структура продолжала формироваться и при накоплении туфогенно-карбонатно-терригенного комплекса. Надвиги и другие пологие срывы и перемещения в этом комплексе были обусловлены, по-видимому, дальнейшим сокращением зоны на уровне осадочно-вулканогенного комплекса и в более глубоких горизонтах земной коры. В кембрийском осадочном разрезе присутствуют горизонты олистостром, включающих олистолиты преимущественно карбонатных пород. Здесь же встречаются калькарениты различной гранулометрии. Карбонатные породы, в том числе и рифогенные известняки, могли отлагаться в условиях терригенного осадконакопления на приподнятых фронтальных частях надвигов и подвергаться быстрому разрушению и переотложению.

Кембрийское осадконакопление в преддуговой зоне шло, таким образом, на фоне непрерывного развития и усложнения покровно-чешуйчатой структуры. Вместе с тем происходило общее обмеление и закрытие океанического бассейна.

В ордовикско-силурийское время процесс сжатия и тектонического скупивания

масс, по-видимому, ослаб, что привело к более широкому распространению верхнего комплекса и налеганию его не только на разновозрастные венд-кембрийские толщи аккреционной зоны, но и на образования смежной островодужной системы. Имеются данные, свидетельствующие о том, что надвиги закладывались и развивались и после кембрия. Признаки их обнаруживаются на многих участках Хемчикско-Систигхемского прогиба Тувы, где ордовикские толщи вместе с кембрийскими участвуют в чешуйчатой структуре или слагают тектонические формы, сходные с сорванными покровами в понимании С.В. Руженцева [1971]. Кроме того, в первой половине силура в основном была сформирована система Хемчикско-Куртушибинских покровов, по которым рассматриваемые комплексы оказались надвинутыми на кембрийско-ордовикские песчано-сланцевые толщи Западного Саяна и Горного Алтая.

Такова общая тектоническая обстановка формирования комплексов палеоокеанических зон, содержащих альпинотипные гипербазиты.

Положение ультраосновных пород среди сиалических толщ свидетельствует о том, что по крайней мере часть из них первоначально была размещена также в дислоцированных палеоокеанических комплексах.

### ГИПЕРБАЗИТЫ ПАЛЕООКЕАНИЧЕСКИХ ЗОН

Приведем некоторые примеры из наиболее детально изученных автором районов Тувы. Они позволяют выявить общие структурные закономерности размещения и перераспределения мантийных пород в верхних горизонтах земной коры.

Главная масса ультраосновных пород локализуется в венд-нижнекембрийском осадочно-вулканогенном комплексе. Реже они встречаются в туфогенно-карбонатно-терригенном комплексе и, как исключение, внутри ордовикско-силурийских отложений.

В венд-нижнекембрийском осадочно-вулканогенном комплексе аллохтонные гипербазиты концентрируются в линейных зонах и поясах. Они приурочены, как правило, к границам плоских, линзовидных или другой формы тектонических единиц и участвуют в строении различного типа серпентинитового меланжа. Включения в меланже представлены породами осадочно-вулканогенного комплекса, а также габброидами, серпентинизированными ультрабазитами и массивными серпентинитами. Матриксом являются рассланцованные и развальцованные серпентиниты, объем которых по отношению к включениям может резко варьировать.

Формы залегания меланжа бывают различными. В одних местах он слагает выдержанные по простиранию пластообразные тела, прослеживаемые на протяжении километров при мощности в десятки или первые сотни метров. Они располагаются субпараллельно вмещающим толщам, которые, в свою очередь, тектонически расчленены. Серпентиниты в таких образованиях по объему часто преобладают над включениями. Показательными в этом отношении являются меланжевые горизонты правобережья р. Енисей в районе г. Шагонар.

Гипербазиты и серпентинитовый меланж распространены также в зонах интенсивного тектонического брекчирования. Одна из таких зон прослежена более чем на 30 км от долины р. Ча-Холь на западе до левобережья р. Шагонар на востоке. Ширина ее составляет от сотен метров до нескольких километров. Ориентирована она в целом согласно простиранию основных структурных элементов. Наиболее крупные блоки в ее пределах измеряются километрами и многими сотнями метров. При исследовании ограниченных площадей и изолированных обнажений такие блоки могут быть приняты за самостоятельные тектонические единицы, отделенные друг от друга более мелко-обломочными брекчиями (рис. 1). Гипербазитов в этой зоне сравнительно мало, и они распределены весьма неравномерно. Тела серпентинитов или серпентинитового меланжа испытывают резкие раздувы и пережимы, частые выклинивания, быструю смену простирания в зависимости от формы блоков и т.п. Описываемого типа брекчии по морфологии часто напоминают наиболее древние офиолитокластовые олистостромы и местами

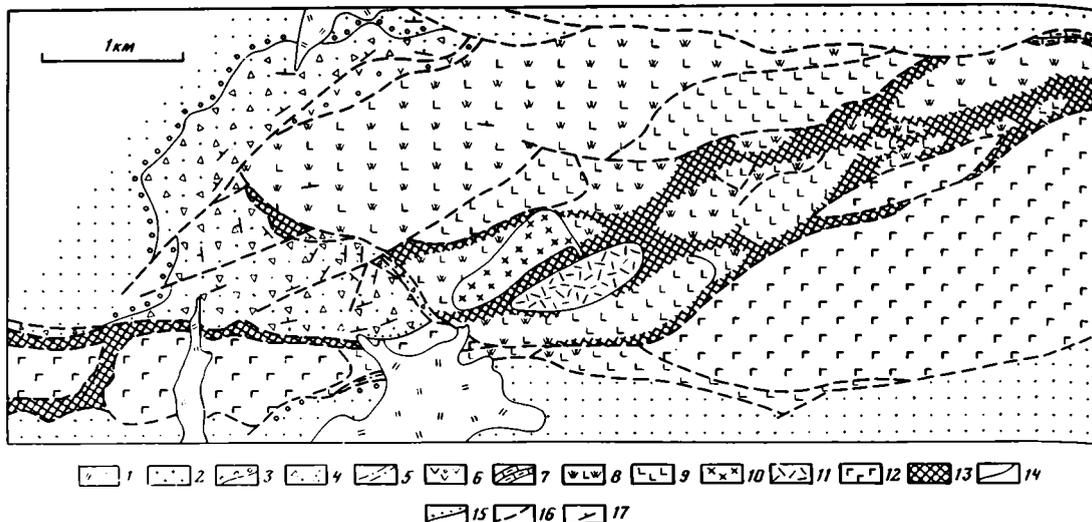


Рис. 1. Геологическая схема района г. Аргалыктыг (правобережье р. Ча-Холь)

1 – четвертичные отложения; 2 – верхнеордовикско-нижнесилурийские терригенные отложения нерасчлененные; 3 – горизонт конгломератов в основании верхнего ордовика; 4 – ниже-среднеордовикские (?) осадочные брекчи, конглобрекчи и конгломераты с глыбами археоциатовых известняков; 5 – кембрийские песчаники и алевролиты; 6–9 – венд-нижнекембрийский осадочно-вулканогенный комплекс: 6 – красноцветные вулканогенные и обломочные породы андезитобазальтового состава, 7 – карбонатные и кремнисто-карбонатные отложения, 8 – серые и зелено-серые базальтоиды, ассоциирующие с кремнистыми породами, 9 – преимущественно серо-зеленые базальтоиды; 10, 11 – среднепалеозойские интрузивные образования: 10 – среднего состава, 11 – кислого состава; 12 – габброиды; 13 – зоны наиболее интенсивного тектонического брекчирования и меланжирования, неравномерно насыщенные серпентинитами; 14 – ненарушенные геологические границы; 15 – граница несогласного залегания слоев; 16 – разломы и наиболее резкие ограничения блоков в зонах брекчирования; 17 – наклонное залегание слоев

тесно с ними связаны. Брекчи являются, по-видимому, поверхностными образованиями мощных зон скальвания, с которыми связана транспортировка ультраосновного материала. С глубиной такие зоны приобретают более отчетливую внутреннюю линейную структуру, а роль гипербазитов в них возрастает.

В туфогенно-карбонатно-терригенном комплексе гипербазиты также приурочены в основном к продольным разломам и залегают в форме меланжа. В его составе наряду с офиолитокластовыми встречаются отторженцы вмещающих пород. Такие меланжевые горизонты закартированы нами в поле развития тектонически расчешуенной акдуругской свиты западнее и юго-западнее пос. Ак-Дуруг и в области распространения баянкольской свиты на правобережье р. Енисей. По сравнению с ранее охарактеризованными они менее мощные и протяженные. Располагаются эти зоны обычно вблизи насыщенного гипербазитами осадочно-вулканогенного комплекса или "открываются" в него по простиранию. Образование таких зон связано с расчешуиванием туфогенно-карбонатно-терригенного комплекса, захватом и перемещением ранее образованного офиолитового меланжа, перемешиванием его, усложнением состава и внутренней структуры.

Сходная картина наблюдается при расчешуивании и тектоническом переслаивании различных комплексов. В частности, на крайнем западе Тувы, между урочищем Коп-Сек и долиной р. Нижний Хонделен, имеет место неоднократное чередование тектонических пластин, одни из которых сложены кремнисто-базальтоидными образованиями тувинского типа, а другие – песчано-сланцевыми отложениями западносиаянского типа (рис. 2). Такая чешуйчатая структура отделена разломами от основного поля развития осадочно-вулканогенного комплекса Тувы, насыщенного в данном районе серпентинитовым меланжем. Здесь отчетливо видно, что серпентиниты проникают в расчешуен-

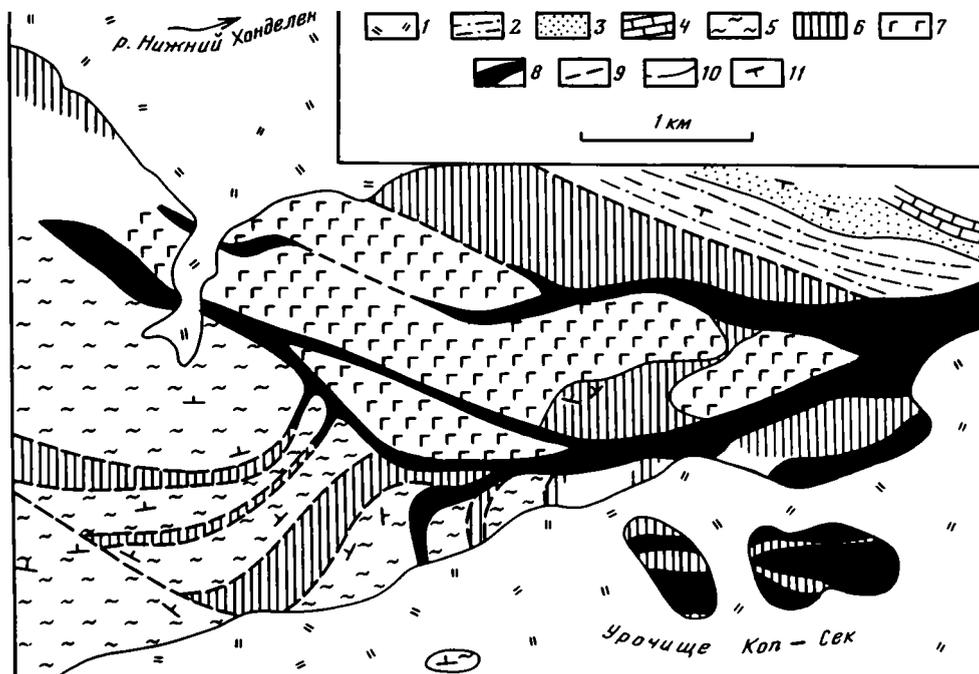


Рис. 2. Геологическая схема участка водораздела между Нижним Хонделеном и урочищем Коп-Сек  
 1 – четвертичные отложения; 2–4 – силурийские отложения: 2 – красноцветные песчаники, алевролиты, конгломераты, 3 – зеленые и серо-зеленые песчаники и алевролиты, 4 – известняки; 5 – средне-верхнекембрийские (?) песчано-сланцевые толщи западносибирского типа; 6 – вендско-нижнекембрийский осадочно-вулканогенный комплекс; 7 – габброиды; 8 – серпентиниты и серпентинитовый меланж; 9 – разломы; 10 – геологические границы; 11 – наклонное залегание слоев

ную структуру и концентрируются в пограничной зоне в пластинах кремнисто-вулканогенных пород или образуют самостоятельные меланжевые горизонты или линзы среди песчано-сланцевых толщ.

В ряде районов Центральной и Западной Тувы описаны случаи залегания гипербазитов внутри ордовикско-силурийских отложений. Эти данные ранее были использованы для выделения самостоятельного послесилурийского интрузивного комплекса [Кен, Шапошников, 1959]. П.А. Никитчин и Н.В. Рогов [1972] объясняли появление серпентинитов в молодых отложениях процессами повторного диапиризма, подчеркивая при этом, что серпентиниты локализуются в ядрах гребневидных складок вблизи полей развития более древних комплексов, насыщенных гипербазитами. Проведенные нами наблюдения показывают, что и здесь ультрабазиты приурочены к зонам тектонического расщепления. Особенно наглядно такая картина вырисовывается на западе Тувы, в бассейне р. Барлык. Здесь ордовикско-силурийские отложения граничат с гипербазитосодержащим осадочно-вулканогенным комплексом по тектоническим поверхностям типа чешуйчатых надвигов. Средне-верхнекембрийские отложения, а также большая часть разреза ордовикских отложений в области контакта отсутствуют. Верхнеордовикские и силурийские породы, сорванные с подстилающих стратифицированных образований, нередко надвинуты непосредственно на осадочно-вулканогенный комплекс. Расщеплению подвергнуты как древние, так и относительно молодые толщ. В нижней части расщепленного ордовикско-силурийского комплекса обычно и встречаются гипербазиты. Они представлены в основном серпентинитовыми сланцами, слагающими маломощные зоны между тектоническими пластинами. Включения пород осадочно-вулканогенного комплекса в таких серпентинитах практически отсутствуют.

Сходная картина строения и размещения аллохтонных гипербазитов наблюдается и в других районах Алтае-Саянской области. В частности, судя по материалам Н.Н. Хераскова [1976, 1979], Н.Л. Добрецова [Добрецов, Пономарева, 1976], О.В. Ляшенко [1984] и других исследователей, расчешуенная структура, содержащая горизонты серпентинитового меланжа, тектонически подстилает систему Куртушибинских офиолитовых покровов. В междуречье Тихой и Омугла эта структура образована пластинами разных частей осадочно-вулканогенного комплекса (чингинская и терешкинская свиты); в верховьях рек Урбун и Золотая тектоническому расчешуиванию подвергнут также и сланцевый комплекс Западного Саяна (амьильская свита), занимающий по отношению к офиолитовым покровам автохтонное положение.

Детальное картирование структурно-вещественных единиц, проведенное в последние годы М.М. Бусловым в Курайской зоне Горного Алтая, показало, что и здесь гипербазиты отчетливо вписываются в покровно-чешуйчатую структуру, сформированную к началу девона. В образовании этой структуры участвуют как вулканогенно-осадочные, так и метаморфические толщи широкого возрастного диапазона, шарьированные на запад и частично перекрывающие Кадринско-Баратальскую зону.

На Салаире и севере Горного Алтая гипербазиты, по-видимому, далеко оторваны от офиолитов. Они залегают в основном в сланцевых толщах, сближенных или тектонически переслаивающихся с венд-кембрийскими островодужными сериями и образованиями энсиалического типа.

Таким образом, мы видим, что мантийные породы в том или ином виде рассредоточены по всему разрезу от верхов докембрия до силура включительно. Геологические данные по Туве показывают, что эти породы появились на поверхности уже в самом раннем кембрии при формировании осадочно-вулканогенного комплекса. Попытаемся воспроизвести структурную обстановку, благоприятную для внедрения гипербазитов.

Первоначальные тектонические формы, естественно, не сохранились, поскольку они осложнены и переработаны более молодыми движениями. На основании косвенных данных можно судить, что на ранних этапах деформации в палеоокеанических зонах ведущую роль играли процессы расчешуивания осадочно-вулканогенного и подстилающего его базит-гипербазитового комплексов с образованием покровов и надвигов. В современной структуре они дислоцированы, и фрагменты их залегают обычно круто.

Отдельные тектонические пластины, линзы и другие обособления как в плане, так и в разрезе субпараллельны поверхностям напластования, что подтверждает пологий наклон ранних разрывных смещений. К границам раздела таких плоских и линзовидных тел, как правило, и приурочена основная масса гипербазитов, формирующих различного типа меланжи.

С ранними этапами деформаций связано образование офиолитокластовых олистостром, грубообломочный материал которых поступал в основном из брекчированных меланжированных зон, разделяющих в современной структуре линзы, пластины и пакеты пластин. Офиолитокластовые олистостромы и первые меланжи — это одновременно формировавшаяся ассоциация [Берзин, 1979, 1986]. Нижнекембрийский возраст ассоциации, а также структурные соотношения меланжа и олистостром со стратиграфическими поверхностями являются главными доводами в пользу связи этих образований с формированием ранней покровно-чешуйчатой структуры.

К такому же выводу мы приходим, анализируя набор включений в меланже в зависимости от типов и времени проявления разломов, а также от состава окружающих образований.

Наиболее древний серпентинитовый меланж образует пластообразные горизонты, залегающие в целом конформно с толщами осадочно-вулканогенного комплекса. Такой меланж в разной степени насыщен блоками вмещающих пород. Встречаются образования от чистых серпентинитовых разностей до макробрекчий с ничтожным количеством серпентинитов между блоками. Набор пород в блоках не всегда полностью соответствует породным ассоциациям ближайшего окружения. Нередко в таком меланже встречаются экзотические породы, но их источником является тот же комплекс или

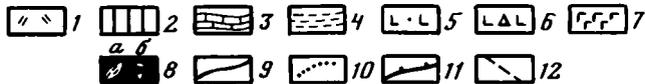
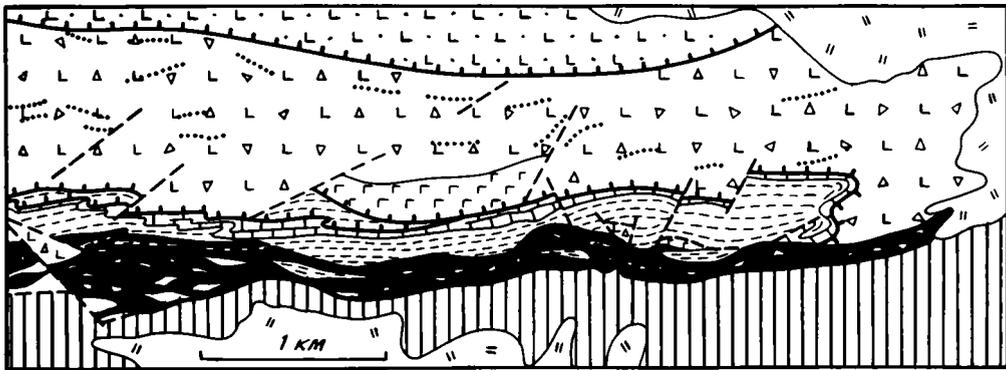


Рис. 3. Геологическая схема участка правобережья р. Енисей в районе г. Шагонар

1 — четвертичные отложения; 2 — ордовикско-силурийские отложения; 3, 4 — туфогенно-карбонатно-терригенный комплекс: 3 — известняки, 4 — песчаники и алевролиты с прослоями гравелитов и мелкогалечных конгломератов; 5, 6 — осадочно-вулканогенный комплекс (верхняя часть): 5 — туфы основного состава, 6 — туфы, туфобрекчии, лавы, туфо- и лавоконгломераты преимущественно основного состава; 7 — диабазы и габбро-диабазы; 8 — серпентинитовый меланж с блоками пород: а — туфогенно-карбонатно-терригенного комплекса, б — осадочно-вулканогенного комплекса и габброндов; 9 — геологические границы; 10 — направление простирания слоев и толщ; 11 — дислоцированные надвиги; 12 — прочие разломы

подстилающее его меланократовое основание. Включения распространены обычно во всем объеме меланжа, что говорит о полном механическом перемешивании серпентинитов с отторженцами менее пластичных пород.

Древний меланж по разломам часто соприкасается с более молодыми комплексами. Если молодые разломы в плане или в разрезе занимают секущее положение по отношению к меланжевым горизонтам, то дополнительных включений в составе меланжа не появляется. Когда относительно молодые поверхности субпараллельны этим горизонтам, вблизи новообразованных разрывов среди серпентинитов встречаются отторженцы контактирующих пород. Материалы детального геологического картирования показывают, что разломы в этом случае представляют собой фрагменты покровов. В качестве иллюстрации приведем два примера.

На правобережье р. Енисей, в районе г. Шагонар, зона серпентинитового меланжа прослеживается в широтном направлении на протяжении около 7 км при ширине до 250–300 м (рис. 3). С северной стороны к ней примыкает пластина карбонатно-терригенных пород, принадлежащих, по-видимому, к среднему из охарактеризованных выше комплексов. На нее надвинуты образования верхней части осадочно-вулканогенного комплекса. Поверхность тектонического контакта между этими единицами, как показано на рисунке, деформирована. Возраст покровно-чешуйчатой структуры, судя по данным картирования, является послераннекембрийским. В покровные движения вовлечен и ранее сформированный серпентинитовый меланж, который на данном отрезке, по-видимому, подстилал пластину карбонатно-терригенных пород. Эти же породы в виде небольших линз встречаются в серпентинитах приконтактной зоны.

На юге рассматриваемая зона на большом протяжении граничит с обломочными породами ордовика, однако в меланже они отсутствуют. Ордовикские отложения в вертикальном сечении срезают здесь меланжевый горизонт и приходят в соприкосновение с кембрийскими осадочно-вулканогенными образованиями. Следовательно, смещение ордовикского комплекса в данном случае происходило не вдоль поверхности меланжевого тела, а под углом к ней.

Второй участок расположен на правобережье р. Хемчик, восточнее горы Утук-Хая,

на окончании горстообразного выступа, сложенного кембрийскими породами. Здесь вскрыт фрагмент тектонического покрова, представленный ордовикскими песчаниками. Слои ордовикских пород субпараллельны его подошве и наклонены под углами  $25-30^\circ$ , образуя в целом неполную синклинальную складку. Она на всей площади, как можно судить по данным картирования, подстилается мономиктовым серпентинитовым меланжем. Вблизи тектонического контакта в серпентинитах отмечаются редкие блоки песчаников.

Из приведенных примеров, перечень которых можно было бы продолжить, напрашивается вывод, что для наполнения серпентинитовой массы блоками чужеродных пород определенное значение имеет расстояние, на которое эти породы тектонически перемещаются относительно гипербазитов. Количественную оценку такой величины сейчас дать невозможно, так как на степень наполнения и перемешивания меланжа могут влиять и другие факторы: форма контактов, раздробленность и физические свойства пород, скорость и амплитуда перемещения, мощность серпентинитового горизонта, длительность транспортировки масс и др. Можно лишь констатировать, что, чем протяженнее зона контакта серпентинитов с другими породами и чем больше амплитуда относительных перемещений, тем более благоприятная обстановка при прочих равных условиях создается для образования серпентинитосодержащих микститов и их перемешивания. Это — дополнительное подтверждение связи пластообразных меланжевых тел с покровно-надвиговыми дислокациями.

Из рассмотренного материала следует, что проникновение ультраосновных пород на все более высокие структурные уровни обусловлено региональным тектоническим сжатием, приводящим к поперечному сокращению палеоокеанических зон и формированию покровно-надвиговых и чешуйчатых дислокаций. Основным механизмом транспортировки гипербазитов может быть надвиговый, как это принимается в настоящее время многими исследователями. Процессы диапиризма и протрудирования играют на этом фоне второстепенную роль. Они способствуют лишь локальному перераспределению относительно пластичных масс, вызывая нагнетание их в одни участки и отток из других.

В исторической последовательности картина движения гипербазитов может быть представлена в следующем виде. На начальных этапах дислокации океанической коры тектоническому расчешиванию подвергаются не только вулканогенно-осадочные отложения, но и породы мантии. Тектонические пластины сравнительно легко выводят на поверхность неглубоко залегающие мантийные образования. При этом процессе гипербазиты чаще, чем в других случаях, находятся в составе более или менее слабо нарушенных офиолитовых разрезов. После накопления новых толщ в нижних этажах продолжается сжатие и усложнение структуры. При этом на более высоких уровнях происходит тектоническое расслаивание и расчешуивание. Молодые комплексы, перемещаясь относительно древних, могут захватывать фрагменты ранее проникших в земную кору офиолитов, а также отдельные гипербазитовые тела или уже сформированный серпентинитовый меланж. Объем серпентинитов и серпентинитового меланжа при переходе с одного структурного уровня на другой уменьшается. Такая же закономерность проявляется и при удалении от структурных зон, характеризующихся полными разрезами офиолитов или большой насыщенностью гипербазитами. Тектоническим единицам с офиолитовыми разрезами при увеличении мощности осадочной обложки и коры в целом все труднее "вырваться" на поверхность. На начальной стадии развития покровно-складчатой структуры это представляет собой обычное явление. В дальнейшем сколов, которые могли бы вывести офиолиты, становится все меньше или они полностью исчезают.

Подобный характер структурного развития может сохраняться длительное время, хотя процесс этот прерывистый. Фазам усиления интенсивности и контрастности горизонтальных движений отвечают, по-видимому, уровни олистостромообразования.

В пределах континентальных блоков гипербазиты распространены значительно реже, чем в рассмотренных выше зонах. Вместе с тем они встречаются во многих районах Алтае-Саянской области. Залегают эти гипербазиты как среди древних метаморфических толщ (юго-западная окраина Бирюсинской глыбы Восточного Саяна), так и в сложнодислоцированных комплексах, в структуре которых участвуют в различной степени метаморфизованные образования, в том числе осадочные и вулканогенно-осадочные отложения миогеосинклинального (эпиконтинентального) типа рифейско-кембрийского возраста (Кузнецкий Алатау, Сангилен, Окинский и Ильчирский районы Восточного Саяна и др.).

Эти гипербазиты пространственно тяготеют к офиолитовым зонам или сутурам и объединяются обычно в единые пояса [Пинус и др., 1958; Пинус, Колесник, 1966; и др.]. Возраст гипербазитов в каждом таком поясе независимо от их положения большинством исследователей принимается одинаковым. Сиалические области при этом рассматриваются обычно как "рама" по отношению к эвгеосинклинальным зонам, в которых сосредоточена основная масса ультраосновных пород. Высказывается также мнение о неодновременности гипербазитов в разного типа комплексах.

В качестве примера рассмотрим положение гипербазитов в Сангиленском массиве Тувы. Сангиленский массив на северо-западе примыкает к Агардагской офиолитовой зоне. Гипербазитовые тела тяготеют к окраине массива, где они в виде линз и пластин залегают среди докембрийских толщ, метаморфизованных в эпидот-амфиболитовой фации. Вмещающие породы представлены кристаллическими сланцами, гнейсами, мигматитами, мраморизованными известняками, амфиболитами, кварцитами и другими разновидностями. Местами в полях развития гипербазитов распространены и менее метаморфизованные образования.

Сангиленский массив — это один из немногих районов Алтае-Саянской области, на примере которого поднимался вопрос об относительно более древнем возрасте гипербазитов, залегающих среди метаморфических толщ докембрия. Наиболее определенное в этом отношении мнение высказали В.В. Велинский, Н.С. Вартанова и С.В. Ковязин [1978]. Они акцентировали внимание на некоторых признаках (петрографических, геохимических, метаморфических), отличающих гипербазиты Сангилена от эвгеосинклинальных зон салаирского возраста. Авторы пришли к выводу, что сангиленские гипербазиты связаны с офиолитами, метаморфизованные аналоги которых представлены мугурской свитой. Появление более молодых гипербазитов в Агардагской зоне объясняется при этом длительностью развития глубинных разломов.

Мы не будем вдаваться в дискуссию относительно датировки тех и других ультраосновных пород, тем более что понятие о возрасте в свете современных тектонических и геодинамических концепций оказалось сильно трансформированным. В настоящее время показано, что даже в единых офиолитовых сериях габбро-гипербазитовая составляющая может быть по времени далеко оторвана от более молодой осадочно-вулканогенной части разреза.

Для дальнейших выводов важно выяснить, принадлежали ли гипербазиты северной окраины Сангилена и Агардагской зоны к одной или же к двум разновозрастным офиолитовым ассоциациям. Если принять точку зрения В.В. Велинского с соавторами о мугурских офиолитах, мы вынуждены будем признать, что в рассматриваемом районе распространены и пространственно совмещены две резко разновозрастные офиолитовые серии. Одна из них тяготеет к раннему докембрию, так как мугурская свита всеми исследователями помещается в нижнюю часть разреза Сангилена. Более молодые докембрийские и кембрийские образования представлены здесь неоднородно метаморфизованными терригенно-карбонатными отложениями миогеосинклинального типа. Верхний возрастной предел другой серии, развитой в соседних палеоокеанических зонах, ограничивается ранним кембрием. Таким образом, между формированием этих серий получается значительный временной перерыв.

Материалы, приводимые В.В. Велинским с соавторами, с нашей точки зрения, недостаточны для подобных выводов. Мугурская свита по валовому составу, строению разрезов, характеру чередования различных типов пород имеет мало общего с фанерозойскими офиолитами. Гипербазиты залегают не только среди амфиболитов, но также в метакарбонатных и метатерригенных толщах. Петрографические и петрохимические отличия "сангиленских" гипербазитов от "салаирских" можно объяснить их положением среди окружающих пород, на что обращали внимание еще Г.В. Пинус и Ю.Н. Колесник [1966]. Кроме того, В.В. Велинский с коллегами опираются на данные по Тарлашкинскому массиву, целиком расположенному внутри Сангиленского блока. Более поздние исследования и обобщение материалов по Улорскому массиву и его сателлитам, занимающим промежуточное положение между Тарлашкинским массивом и гипербазитами Агардагской зоны, показали, что химический состав пород Улорского массива также носит промежуточный характер [Кужугет, Кудрявцев, 1981].

Повышенный метаморфизм и другие особенности, присущие гипербазитовым телам, размещенным не только вблизи офиолитовой зоны, но и на удалении от нее [Меляховецкий, Леснов, 1976; Меляховецкий, 1982], могут быть объяснены наложенными процессами, связанными с динамикой всего офиолитового комплекса на границе сиалического и симатического блоков земной коры. Таким образом, нет серьезных оснований для выделения в рассматриваемых районах резко разновозрастных офиолитовых ассоциаций. Попытаемся представить это с тектонических позиций.

Структурное положение гипербазитов Сангиленского и палеоокеанических зон принципиально сходно. В качестве палеоокеанической можно рассматривать и Агардагскую зону, но только предположив, что она сформирована не в открытом океаническом бассейне, а в пределах одной из глубоководных котловин окраинных морей, практически лишенная гранитно-метаморфического слоя. В современной структуре это реликт участка с корой океанического типа, сохранившийся после коллизии сиалического массива с Восточно-Таннуольской островной дугой. На западе Агардагская зона открывается в Озерную зону Монголии; восточным ее продолжением является, по-видимому, офиолитовый пояс Ильчирского и Окинского районов. О непосредственной связи в геологическом прошлом Агардагского и Окинско-Ильчирского участков говорить трудно. В задуговых окраинных бассейнах Алтае-Саянской области существовала, видимо, система таких участков, возможно изолированных друг от друга.

В Агардагской зоне совмещены разные части офиолитового разреза с островодужными образованиями при преимущественно крутом или опрокинута залегании тектонических пластин, клиньев или линз. Значительно более логичные фрагменты четко выраженной покровно-надвиговой структуры выявлены в пределах Сангиленского блока [Г.Г. Семенов, устное сообщение; Гибшер и др., 1983]. Взаимоотношения, описанные Г.Г. Лепезиным [1978] как несогласные, между карбонатной нарьнской свитой и более древними, по его мнению, толщами также, вероятно, обусловлены надвигами.

Следовательно, в процессе сближения тектоническому расчлениванию подверглись не только офиолиты и надстраивающие их комплексы, но и толщи континентального блока. Начало этого процесса относится по крайней мере к кембрию, о чем свидетельствуют олистостромовидные образования, а также состав шурмакской свиты Агардагской зоны. Считается, что шурмакская свита залегают в основании кембрийского разреза. Однако набор пород в обломочном материале этой свиты заставляет относить ее к более молодым толщам, завершающим развитие офиолитовой серии или надстраивающим ее. По строению и положению в разрезе шурмакская свита напоминает туфогенно-карбонатно-терригенный комплекс Хемчикско-Систигхемской зоны Тувы [Берзин, 1979]. Наличие галек метаморфических пород в составе свиты указывает на то, что к моменту ее накопления сиалическая и симатическая зоны были уже сближены.

Образования олистостромового облика развиты и в пределах самого блока. Возраст их не древнее раннего кембрия, так как в обломочном материале встречена археоциативная фауна [Гибшер и др., 1983].

О времени завершения сближения и формирования покровно-складчатой структуры

определенно судить трудно. Если опираться на материалы по юго-восточной части Восточного Саяна, то эти процессы закончились в основном в силуре [Добрецов, 1985; Добрецов и др., 1985].

Учитывая сказанное, мы приходим к выводу, что появление гипербазитов в сиалическом блоке вблизи симатической зоны предопределено расчешуиванием и надвиганием одних комплексов на другие. В результате происходит перекрытие офиолитовой зоны сиалическими массами. При внедрении гипербазитов в метаморфические толщи в данной обстановке действует, по-видимому, тот же механизм, что и при перераспределении ультраосновных пород в разрезах эпикоеанических зон. Роль "мантии", или нижнего этажа, в этом случае играют насыщенные ультрабазитами образования Агардагской зоны. Погружаясь под сиалические массы, они подвергаются метаморфизму и другим изменениям. Зона взаимодействия между сиалическими и симатическими массами испытывает расчешуивание, а перемещение пластин друг относительно друга способствует подъему метаморфизованных гипербазитов в верхние горизонты земной коры. От субдуцирующих комплексов отрываются в первую очередь гипербазиты, ведущие себя в условиях сжатия как одни из наиболее пластичных пород. Существует, по-видимому, предел глубины, с которой могут быть повторно подняты гипербазиты. Не случайно поэтому они оказываются локализованными вблизи офиолитовых зон.

Альтернативным описанному может быть механизм, действующий не на стадии сжатия, тектонического скупивания и утолщения земной коры, а, как представляют некоторые геологи [Mooges, Mac Gregor, 1972], на начальных этапах рифтогенеза, когда гипербазиты проникают в мощную сиалическую кору, занимают там краевое по отношению к рифтовой зоне положение и характеризуются повышенным метаморфизмом. Такие гипербазиты не связаны с офиолитовыми разрезами и по времени внедрения должны быть наиболее ранними в областях спрединга. В нашем же случае получается, что гипербазитовые тела сиалических блоков моложе, чем в соседней офиолитовой зоне. Отрыв их происходит не от мантии, а от ранее сформированных и пододвинутых под континентальные блоки офиолитовых комплексов.

Приведенные материалы и соображения заставляют нас придерживаться предположения о покровно-надвиговом механизме и при внедрении альпинотипных гипербазитов в палеоконтинентальные блоки Алтае-Саянской области. Такой механизм допускает возможность появления гипербазитов или фрагментов офиолитовых разрезов, как обдуцированных на сиалические блоки, так и подстилающих их или тектонически преслаивающихся с породами блоков. Наиболее благоприятными для этого являются районы с полным перекрытием палеозон с корой океанического типа, например в юго-восточной части Восточного Саяна и в Кузнецком Алатау.

Положение гипербазитов в центральных частях Сангилена, где они ассоциируют с метавулканитами чахыртойской свиты, также может быть объяснено крупномасштабными покровно-надвиговыми дислокациями. В настоящее время в качестве наиболее вероятных могут обсуждаться два варианта структурной приуроченности этих гипербазитов: либо они выходят в деформированных тектонических окнах из-под сиалических толщ, либо они связаны с фрагментами аллохтона, шарьированного из соседней офиолитовой зоны. Требуется также проверка и оценки модель, предусматривающая возможность развития внутри континентального блока рифтогенной структуры с утоненной континентальной корой, которая в результате сжатия и закрытия была протрудирована ультраосновными породами [Ильин, 1982].

#### ВОПРОСЫ МЕХАНИЗМА И УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ АЛЛОХТОННЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ

Рассмотренные примеры не охватывают всего многообразия структурного положения аллохтонных гипербазитов Алтае-Саянской складчатой области. Вместе с тем они позволяют выявить некоторые общие тектонические закономерности перемещения и локализации ультраосновных пород в областях мозаичного типа.

Площади с океанической корой служили основным источником и поставщиком альпинотипных гипербазитов. Будучи оторванными от мантии, ультраосновные породы проходят сложный путь в формирующихся складчатых сооружениях. Характер этого пути зависит от многих тектонических условий. Он может быть кратковременным и длительным, непрерывным и прерывистым, необратимым и циклическим и т.п. Циклическость в движении гипербазитов проявляется в неоднократном выведении их на поверхность с последующим стратиграфическим или тектоническим захоронением. В конечном итоге в одних случаях они "консервируются" в палеоокеанических и стратиграфически надстраиваемых их комплексах, в других заканчивают свой путь в сиалических блоках или микроконтинентах.

Для первоначального внедрения гипербазитов в земную кору и дальнейшего продвижения вверх (с выведением на поверхность) главным и необходимым условием является неглубокое залегание мантийного вещества. В первую очередь такое условие создается при образовании бассейнов и зон с корой океанического типа. Этот вывод не является новым и неожиданным. Он так или иначе подразумевается исследователями, занимающимися вопросами размещения ультраосновных пород в земной коре в свете современных тектонических и геодинамических концепций. Глубинность разломов, с которыми связывается перемещение мантийного вещества, в этом случае следует понимать как категорию относительную, так как при первом поступлении офиолитов или гипербазитов к поверхности земная кора имеет небольшую мощность, не превышающую, по-видимому, ее значений в современных океанах.

Материалы по Алтае-Саянской области показывают, что условие малой глубинности может неоднократно повторяться в процессе формирования складчатых систем. Гипербазиты, выведенные на поверхность в офиолитовых пластинах или в виде изолированных тел, перекрываются более молодыми толщами. Последующие деформации в условиях горизонтального сжатия способствуют их дальнейшему продвижению, площадному рассеиванию и проникновению в вышележащие комплексы. Такой процесс непрерывно или прерывистым путем может идти длительное время, пока сохраняются условия сжатия. Эти особенности поведения гипербазитов подчеркивались при изучении линейных складчатых систем Кавказа и Урала [Книппер, 1971; 1975; Пейве и др., 1971; Перфильев, Руженцев, 1973].

При транспортировке гипербазитов или офиолитов решающую роль играют разломы, связанные с общим горизонтальным сжатием: покровы, надвиги, взбросы, сдвиги, приводящие к тектоническому расслаиванию, расчлениванию и утолщению земной коры. Этот процесс проявляется уже на океанической стадии развития Хемчикско-Систигхемской зоны Тувы. Показано, что он имеет место и в современных океанах [Пушаровский, 1981; Меланхолина, 1986]. Следовательно, сжатие и тектоническое расчленивание — это второе необходимое условие перемещения гипербазитов в земной коре.

Оба условия могут сохраняться продолжительное время. При этом гипербазиты, поднимаясь на все более высокие структурные уровни, насыщают разновозрастные тектонические комплексы. В результате они попадают на любой срез земной коры, мощность которой при длительном тектоническом скучивании может достичь уже десятков километров. Однако объем мантийного вещества при этом от этажа к этажу уменьшается (рис. 4).

Исходя из приведенных материалов, можно заключить, что и в Алтае-Саянской области, являющейся примером складчатых сооружений мозаичного типа, основным механизмом транспортировки гипербазитов является покровно-надвиговой. Он действует как в крупном масштабе (при взаимодействии мантии с океанической корой), так и в явлениях более мелкого порядка (при движении друг относительно друга двух структурно-вещественных комплексов, нижний из которых насыщен ультрабазитами). Этот механизм приводит к латеральному рассредоточению и вместе с тем к перемещению ультраосновного материала на более высокие гипсометрические уровни.

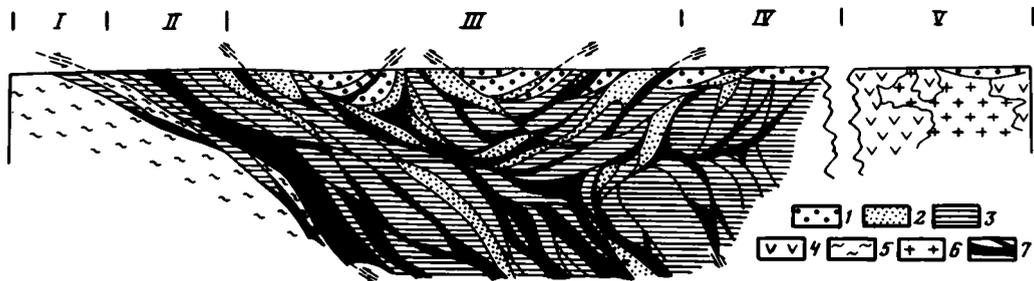


Рис. 4. Идеализированный палеотектонический разрез Хемчикско-Систигхемской аккреционной зоны (конец раннего палеозоя; масштаб и соотношение объемов комплексов произвольные)

I – терригенный комплекс (O – S); 2 – туфогенно-карбонатно-терригенный комплекс с горизонтами полимиктовых олистостром ( $E_1^3 - E_2$ ); 3 – осадочно-вулканогенный комплекс с офиолитокластовыми олистостромами в верхней части (V –  $E_1^1$ ); 4 – осадочно-вулканогенный комплекс с дифференцированными вулканитами (V –  $E_1$ ); 5 – песчано-сланцевый комплекс западно-сааянского типа (E – O); 6 – кембрийские гранитоиды; 7 – габбро-гипербазитовый комплекс с серпентинитовым меланжем и гипербазитосодержащими брекчиями

Примерное положение современных тектонических элементов: I – Западно-Саянский синклиниорий, II – Куртушибинский антиклинорий, III – Хемчикско-Систигхемский прогиб, IV – Тувинский прогиб, V – Восточно-Тангуольский антиклинорий

Образование некоторых пластинообразных или другой формы тел серпентинитового меланжа может быть объяснено процессами, аналогичными образованию силлов магматических пород, т.е. нагнетанием ультраосновного материала без сколько-нибудь значительных относительных перемещений тектонических пластин.

Перераспределение гипербазитов в латеральном направлении может осуществляться также по разрывам, оперяющим сдвиги и трансформные разломы, т.е. при вертикальном расчешуивании земной коры.

В охарактеризованной обстановке дислоцируются не только океанические и стратиграфически надстраивающие их комплексы, но также образования сиалических блоков при взаимодействии их с симатическими зонами земной коры.

Появление альпинотипных гипербазитов в сиалических комплексах объясняется обычно протрудированием их из океанической коры или верхних частей мантии в зонах субдукции или в результате взаимодействия океанических и континентальных плит [Chidester, Cady, 1972; Lockwood, 1972; Moores, Mac Gregor, 1972; и др.]. Широко известно мнение о поступлении гипербазитов в пределы континентальных блоков в составе офиолитовых аллохтонов. Не последнюю роль в этом играет механизм, подобный тому, который действовал, видимо, на северной окраине Сангиленского массива. Это, по существу, тот же покровно-надвиговый механизм с элементами нагнетания и протрудирования, который присущ палеоокеаническим зонам.

Прежде чем попасть в сиалический блок, гипербазиты выводятся на поверхность в палеоокеаническом секторе. Дальнейшее сжатие приводит местами к сближению участков с корой разного типа, и сиалические массы, как более легкие, надвигаются и перекрывают офиолитовые комплексы. В процессе перекрытия происходит расчешуивание сиалического аллохтона и "затаскивание" в него гипербазитов или фрагментов офиолитовых покровов из тектонически погружающегося комплекса.

Для некоторых районов Алтае-Саянской области было показано, что условия сжатия и покровно-надвиговый механизм проявляются, хотя и с разной интенсивностью или с перерывами, в течение длительного времени. Это обстоятельство служит одним из подтверждений того, что наблюдаемая в Алтае-Саянской области современная мозаика из сиалических блоков и разделяющих их узких офиолитовых зон является результатом закрытия обширного палеоокеана, в пределах которого были размещены микроконтиненты. Офиолитовые зоны представляют собой реликты преддуговых, междуговых или задуговых бассейнов с корой океанического типа, а не сравнительно узких

палеорифтов, как это интерпретируется некоторыми исследователями не только в Алтае-Саянской области, но и в линейных складчатых поясах.

В узких рифтовых зонах, разделяющих континентальные блоки с мощной сиалической корой, покровно-надвиговые структуры не могут формироваться десятки и сотни миллионов лет. Для этого нужны обширные пространства. Толщи рифтовых прогибов в результате сближения континентальных масс должны сильно дислоцироваться за короткий промежуток времени. В дальнейшем они практически не способны передавать горизонтальные движения надвигового типа в вышележащие этажи. Кроме того, при закрытии узких континентальных рифтов, если они и обладают корой океанического типа, по-видимому, не могут формироваться вулканические островные дуги. Алтае-Саянская же область в кембрии развивалась как активная окраина с вулканическими островными дугами и окраинными морями. Существование отдельных рифтоподобных зон можно допустить в пределах окраинных морей. С ними не связаны полные офиолитовые разрезы, однако устанавливается повышенный объем вулканических пород и отмечаются редкие тела гипербазитов, проникшие из-под утоненной сиалической коры.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Берзин Н.А.* Меланжево-олистостромовая ассоциация Хемчикско-Систигхемской зоны Тувы // Главные тектонические комплексы Сибири. Новосибирск: ИГиГ АН СССР, 1979. С. 104–129.
- Берзин Н.А.* Некоторые вопросы тектоники вендско-нижнепалеозойских образований Сибири // Тектонические комплексы Сибири и их латеральные ряды. Новосибирск: ИГиГ АН СССР, 1980. С. 77–96.
- Берзин Н.А.* Геодинамическая обстановка формирования кембрийских олистостром Хемчикско-Систигхемской зоны Тувы // Геология и геофизика. 1986. № 11.
- Борукаев Ч.Б., Баширин А.К., Берзин Н.А.* Докембрий континентов: Основные черты тектоники. Новосибирск: Наука, 1977. 263 с.
- Велицкий В.В., Варганова Н.С.* Новые данные о возрасте гипербазитов Тувы // Геология и геофизика. 1978. № 8. С. 133–136.
- Велицкий В.В., Варганова Н.С., Ковязин С.В.* Гипербазиты северо-западной части Сангиленского массива // Там же. № 11. С. 14–25.
- Гибшер А.С., Пак К.Л., Чучко В.Н., Шибанов В.И.* Проблемы стратиграфии позднего докембрия и кембрия Сангилены (Тува) // Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя Средней Сибири. Новосибирск: ИГиГ АН СССР, 1983. С. 3–19.
- Добрецов Н.Л.* О покровной "тектонике" Восточного Саяна // Геотектоника. 1985. № 1. С. 39–50.
- Добрецов Н.Л., Конников Э.Г., Медведев В.Н., Склярков Е.В.* Офиолиты и олистостромы Восточного Саяна // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1985. С. 34–58.
- Добрецов Н.Л., Пономарева Л.Г.* Офиолиты и ассоциирующие глаукофановые сланцы Куртушибинского хребта (Западный Саян) // Геология и геофизика. 1976. № 2. С. 40–53.
- Еремеев В.П., Сибилев А.К.* Саяно-Тувинский гипербазитовый пояс и связанная с ним металлогения // Актуальные вопросы современной петрографии. М.: Наука, 1974. С. 340–343.
- Зайков В.В., Зайкова Е.В.* О возрасте актовракского комплекса и перерыве в нижнем кембрии Тувы // Геология и геофизика. 1969. № 7. С. 121–125.
- Зоненшайн Л.П.* Модель развития геосинклинального процесса (на примере Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М.: Наука, 1974. С. 11–35.
- Ильин А.В.* Геологическое развитие Южной Сибири и Монголии в позднем докембрии–кембрии. М.: Наука, 1982. 115 с.
- Ильин А.В., Кудрявцев Г.А.* Возраст, характер размещения и вероятная тектоническая интерпретация гипербазитов юга Сибири – севера Монголии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1973. Т. 48, вып. 5. С. 83–96.
- Кен А.Н., Шапошиков Г.Н.* О послесилурийских ультраосновных интрузиях Тувы // Информ. сб. ВСЕГЕИ. 1959. № 8. С. 29–38.
- Книппер А.Л.* История развития серпентинитового меланжа Малого Кавказа // Геотектоника. 1971. № 6. С. 87–100.
- Книппер А.Л.* Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975. 208 с.
- Кужугет К.С., Кудрявцева В.И.* Особенности геологического строения и хромитоносность Улорского гипербазитового массива // Материалы по геологии Тувинской АССР. Кызыл: Тувинск. кн. изд-во, 1981. Вып. 5. С. 88–99.

- Кузнецов П.П. Структурные особенности гипербазитовых поясов Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1980. 97 с.
- Лепезин Г.Г. Метаморфические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1978. 232 с.
- 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.
- Меланхолина Е.Н. Этапы тектонических преобразований в северо-западной части Тихого океана и его континентальной окраины // Геотектоника. 1986. № 2. С. 35–45.
- Меляховецкий А.А. Метаморфизм гипербазитов Восточной Тувы. Новосибирск: Наука, 1982. 134 с.
- Меляховецкий А.А., Леснов Ф.П. О гипербазитах Шишхидгольского массива // Геология и геофизика. 1976. № 11. С. 144–149.
- Меляховецкий А.А., Скляр Е.В. Офиолиты и олистостромы Западного Саяна и Тувы // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1985. С. 58–71.
- Моссаковский А.А., Дергунов А.Б. Каледониды Казахстана и Центральной Азии: (Тектоническая структура, история развития и палеотектонические обстановки) // Геотектоника. 1983. № 2. С. 16–33.
- Никитчин П.А., Рогов Н.В. К вопросу о "разновозрастности" гипербазитовых интрузий Тувы // Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М.: Наука, 1972. С. 80–84.
- Пейве А.В., Штрейс Н.С., Моссаковский А.А. и др. Палеозойды Евразии и некоторые проблемы эволюции геосинклинального процесса // Сов. геология. 1972. № 12. С. 7–25.
- 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.
- Перфильев А.С., Руженцев С.В. Структурное положение габбро-гипербазитовых комплексов в складчатых поясах // Геотектоника. 1973. № 3. С. 14–26.
- Пинус Г.В. Структурное положение альпийнотипных гипербазитов в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика. 1976. № 8. С. 3–10.
- Пинус Г.В., Агафонов Л.В. О времени образования и внедрения альпийнотипных гипербазитов в каледонидах Центральной Азии // Там же. 1978. № 11. С. 3–6.
- Пинус Г.В., Колесник Ю.Н. Альпийнотипные гипербазиты юга Сибири. М.: Наука, 1966. 211 с.
- Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 295 с.
- Пушаровский Ю.М. О происхождении океанов в связи с их тектоническим районированием // Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981. С. 14–19.
- Руженцев С.В. Особенности структуры и механизм образования сорванных покровов. М.: Наука, 1971. 135 с.
- Херасков Н.Н. Шарьяжи Куртушибинской зоны Западного Саяна // Докл. АН СССР. 1976. Т. 227, № 1. С. 180–183.
- Херасков Н.Н. Формации и начальные стадии геосинклинального развития Западного Саяна. М.: Наука, 1979. 120 с.
- Щеглов А.П., Богнибова Р.Т. О возрасте ультраосновных интрузий Западного Саяна и Тувы // Геология и геофизика. 1970. № 2. С. 127–132.
- Chidester A.H., Cady W.M. Origin and emplacement of alpinetype ultramafic rocks // Nature. Phys. Sci. 1972. Vol. 240, N 98. P. 27–31.
- Lockwood J.P. Possible mechanisms for the emplacement of alpine-type serpentinite // Mem. Geol. Soc. Amer. 1972. N 132. P. 273–287.
- Moore E.M., Mac Gregor I.D. Types of alpine ultramafic rocks and their implications for fossil plate interactions // Ibid. P. 209–223.

## ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И ГЕДИНАМИКА ПРИПЯТСКОГО ПАЛЕОРИФТА И ЕГО ОБРАМЛЕНИЯ

Рифтогенез предопределил основные особенности строения и развития главной горнопромышленной области Белоруссии — Припятского прогиба, который является одним из наиболее изученных палеорифтов [Айзберг и др., 1971; Богомолов, Конисhev, Макаревич, 1972; Тектоника Припятского прогиба, 1979; Айзберг, 1986]. Достаточно хорошо известно строение фундамента и всех секций платформенного чехла, имеющего мощность до 5—6 км, весьма детально восстановлена история тектонического развития прогиба. Однако до последнего времени достоверных сведений о глубинном строении Припятского прогиба (впрочем, как и других палеорифтов) было исключительно мало. Также недостаточно всесторонне были рассмотрены особенности палеогеодинамики прогиба. Проблемы глубинного строения и геодинамики — основные в современной геотектонике, и поэтому, естественно, на них обращает перво-степенное внимание в своих работах Ю.М. Пушаровский. Следуя его идеям, рассмотрим упомянутые проблемы применительно к Припятскому палеорифту.

В последние годы для изучения глубинного строения земной коры и верхней мантии все шире используется метод отраженных волн в модификации глубинных сейсмических зондирований методом общей глубинной точки (ГСЗ—МОГТ). В Советском Союзе подобные исследования в весьма больших объемах впервые были выполнены при изучении Припятского прогиба и соседних структур силами Полесской геофизической экспедиции Управления геологии БССР [Гарецкий и др., 1985, 1986].

Как известно, Припятский прогиб — крайний западный субширотный сегмент Припятьско-Донецкого позднего (палеозойского) авлакогена, входящего в более протяженную систему Сарматско-Туранского линеамента [Тектоника Белоруссии, 1976; Тектоника Припятского прогиба, 1979]. Длина прогиба около 280 км, ширина 140—150 км. Его формирование относится к герцинскому этапу развития (поздний девон—средний триас). Он выполнен главным образом герцинским структурным комплексом, который подразделен на этажи: эйфельско-среднефранский, верхнефранско-каменноугольный и верхнепермско-среднетриасовый. Они сложены разнообразными формациями: терригенными, карбонатными, карбонатно-терригенными, галогенными, эффузивными, молассоидной. Их перекрывают мезозойско-кайнозойские отложения Припятьско-Днепровской синеклизы. Подсолевой комплекс имеет блоковую структуру, межсолевой — пликативно-блоковую и надсолевой — пликативную, связанную прежде всего с соляным тектогенезом.

Исследования ГСЗ—МОГТ выполнены по региональным профилям VIII—VIII и III—III, пересекающим Припятский прогиб в субмеридиональном направлении и выходящим за его пределы на Украинский щит и Белорусскую антеклизу. Протяженность каждого из профилей составляет около 200 км. Изучение скоростной дифференциации разреза велось на основе псевдоакустических преобразований сейсмограмм вертикального сейсмического профилирования (ВСП) в скважинах глубиной до 3,5 км.

Достаточно четкие оси синфазности выделяются по всему разрезу, что свидетельствует о значительной расслоенности как земной коры, так и верхней мантии. Наиболее ясное отражение связано с поверхностью фундамента и регистрируется как опорное. Фундамент разбит на отдельные блоки, разделенные серией сбросов амплитудой до 2—4 км (рис. 1). В южной части профиля, на юге Припятского прогиба, отражения, связанные с поверхностью фундамента, как бы раздваиваются, и здесь вырисовывается линза пород мощностью до 1,5 км и шириной не менее 30 км. Возможно, это раннерифейский (?) вулканогенно-осадочный комплекс пород, аналогичный развитому в Овручской грабен-синеклинали и выполняющий плоский прогиб [Гарецкий и др., 1986].

Также весьма интенсивные отражения отмечены на временах 13–16 с. Они отождествляются с зоной перехода от коры к верхней мантии – так называемой зоной коромантийной смеси. Отражения представлены многофазными интерференционными пакетами волн с преимущественно субгоризонтальной ориентировкой осей синфазности. Протяженность последних иногда достигает нескольких километров. Волны хорошо динамически выражены, что позволяет, несмотря на интерференционный характер, вести их непрерывную групповую корреляцию на протяженных участках. Верхняя граница зоны достаточно контрастна и хорошо контролируется появлением на сейсмограммах характерных отражений. С учетом других сейсмических методов она отождествляется с поверхностью Мохоровичича (М).

Нижняя граница зоны менее контрастна и характеризуется постепенным затуханием интенсивности отражений с глубиной. Это свидетельствует об уменьшении коэффициентов отражения границ, а следовательно, и об уменьшении контрастности дифференциации разреза по акустическим жесткостям. Степень затухания на разных участках различная, что связано с неоднородным строением переходной зоны в горизонтальном направлении. Относительно высокочастотный состав записи глубинных отражений (15–50 Гц) по сравнению, например, с 8–10-герцевой волной, отраженной от поверхности фундамента, обусловлен тонкослоистой структурой зоны коромантийной смеси, в которой имеет место чередование слоев с повышенными и пониженными акустическими жесткостями. Расчеты показывают, что диапазон изменения мощностей слоев составляет 60–200 м. Такое строение согласуется с тонкослоистой моделью переходной зоны [Давыдова, 1977]. Мощность этой зоны до 10 км.

Поверхность М в северной части Украинского щита имеет глубину 45–48 км. Отсюда она воздымается к северу и уже у края Припятского прогиба залегает на глубине 40 км, а в его центральной части даже на глубине 34 км. Здесь происходит ее скачок (скорее всего, по разрыву) до глубин 40 км, а затем вновь постепенный подъем до 35 км, и далее идет плавное погружение до 40 км на северном плече прогиба. В центральной части прогиба отмечено наибольшее утонение переходной зоны от коры к мантии, что, видимо, связано с максимальным растяжением и переработкой здесь литосферы.

За пределами Припятского прогиба строение нижней части земной коры более сложное. На Украинском щите и Белорусской антеклизе отмечены две группы отражений, характеризующие несогласно залегающие горизонты. Более глубокие из них (40–47 км) представляют ту же зону коромантийной смеси и воздымаются в сторону прогиба, в то время как вышезалегающие (30–40 км) горизонты погружены в этом же направлении, т.е. вблизи бортов прогиба в самых низах земной коры наблюдаются характерные клиноформы: примерно 10–15-километровая нижняя часть земной коры, имеющаяся за пределами прогиба, постепенно выклинивается к Припятскому палеорифту и здесь совсем отсутствует, будучи полностью переработанной.

Кроме описанных основных отражений, связанных как со сменой вещественного состава, агрегатных и фазовых переходов, так и с тектонической расслоенностью литосферы, на сейсмограммах регистрируется большое количество менее интенсивных волн, частотный состав которых меняется в пределах 10–25 Гц, но в большинстве случаев преобладают высокочастотные волны. Большинство этих границ, скорее всего, следует связать с различного типа разломами. Среди таких границ наиболее четко выделяются субгоризонтальные и наклонные (иногда субвертикальные), причем все они пространственно перекрываются.

Наклонные площадки, группируясь друг с другом, вырисовывают несколько отчетливых разломных зон, для которых характерно постепенное выполаживание отражающих горизонтов с глубиной. Эти зоны пронизывают всю земную кору и даже проникают в верхнюю мантию до глубин 50–60 км. Разломные зоны хорошо увязываются прежде всего с Северо- и Южно-Припятским краевыми разломами прогиба, а также с рядом наиболее крупных разломов, проходящих в субширотном направлении внутри прогиба (Речицким, Малодушинским и др.). Близкие зоны разломов, падающие в

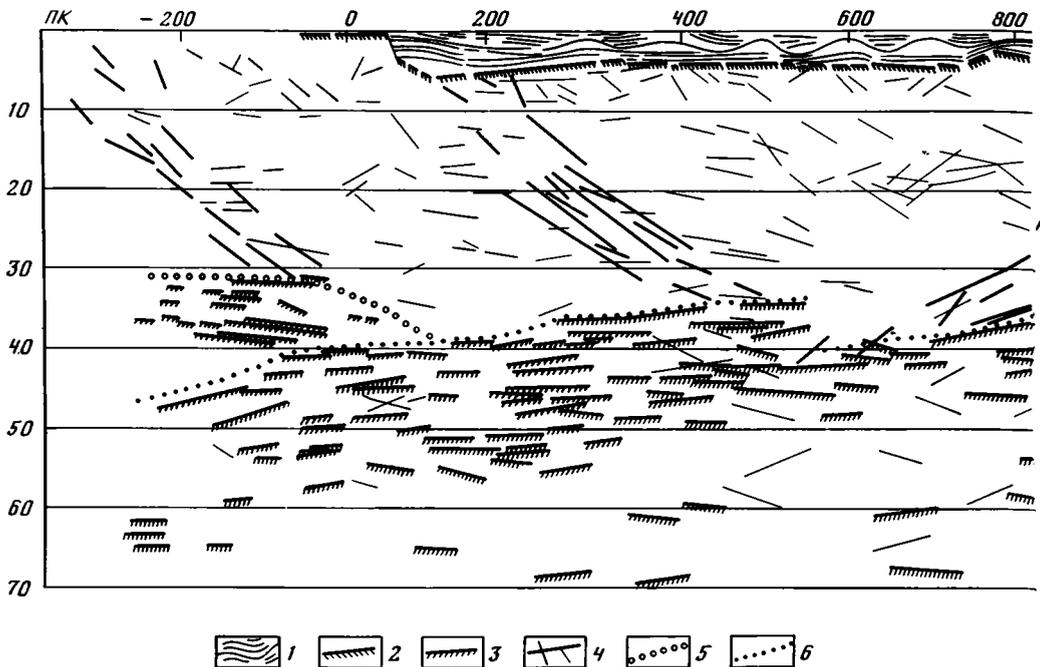
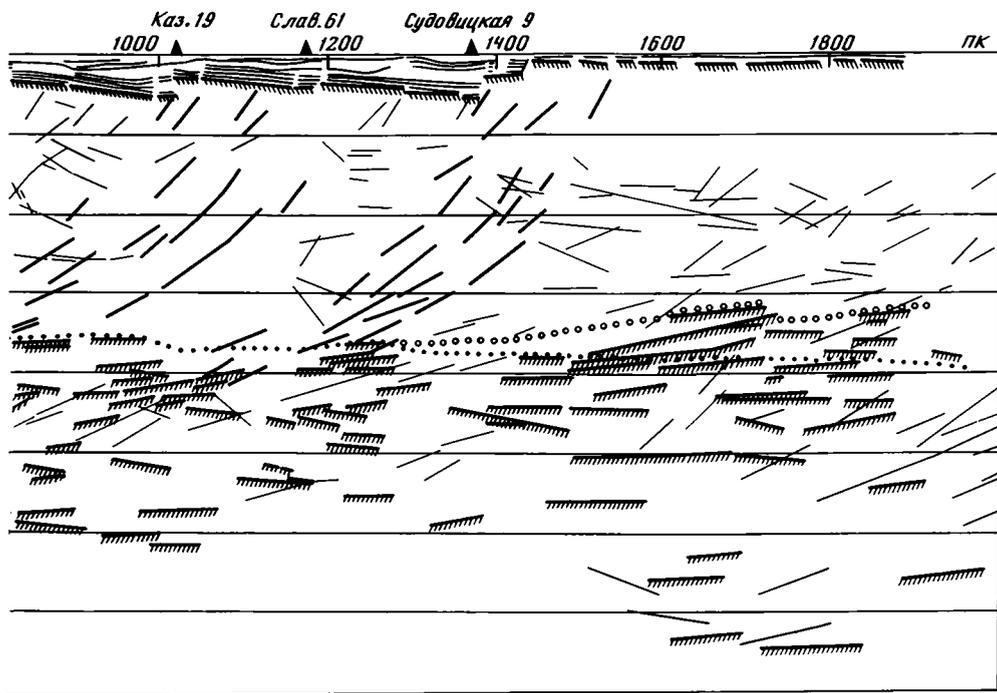


Рис. 1. Сейсмический разрез Припятского палеорифта по профилю VIII–VIII

Отражающие границы: 1 – платформенного чехла, 2 – связанные с поверхностью кристаллического фундамента, 3 – верхней мантии и клиноформ в низах земной коры, 4 – интерпретируемые как наклонные разрывы, 5 – верхняя граница клиноформ в низах земной коры, 6 – поверхность М

сторону Припятского прогиба, зафиксированы как на севере Украинского щита, где они контролируют Овручскую грабен-синклинали, так и на северном плече палеорифта. Как и разрывы, хорошо изученные в платформенном чехле по данным бурения и сейсморазведки различных модификаций, указанные разломы вначале имеют крутой наклон ( $70\text{--}80^\circ$ , реже  $45\text{--}70^\circ$ , причем в северной части прогиба они падают на юг, а в южной на север), а затем с глубиной начинают выполаживаться, особенно резко с глубин 20–30 км. Местами они рвут поверхность М, уходя глубже ее под разными углами, иногда становясь субгоризонтальными, а местами, видимо, сливаются с ней. В значительной мере, возможно, они и формируют отчетливые площадки внутри переходной зоны коромантийной смеси, которая, следовательно, представляет собой ступок тектонических пластин, возникших на стыке земной коры и верхней мантии. Некоторые другие разломы Припятского прогиба и его обрамления можно представить как самостоятельные сбросы несколько меньших амплитуд или как сбросы, оперяющие на глубине отмеченные основные разломные зоны и также представляющие собой выполаживающиеся с глубиной криволинейные разрывы.

Описанные разломные зоны представляют собой систему типичных листрических нормальных сбросов [Bally et al., 1981], которые характерны для рифтов. При рифтообразовании, происходившем в результате растяжения литосферы, шло листрическое раскалывание, при котором по плоскостям скольжения листрических разрывов проседали конусообразные блоки земной коры (рис. 2). На фоне общей тенденции к погружению вдоль криволинейных выполаживающихся с глубиной разрывов проявлялась также направленность смещения блоков земной коры к центру растяжения, т.е. к центральной части Припятского палеорифта, а отсюда и некоторое вращение таких блоков и задиранье кверху их краев, обращенных к центру. Этим может быть объяснен современный наклон поверхности блоков фундамента в разные стороны



от центра прогиба. Характерно, что литрическому раскалыванию подверглись и участки ближайшего обрамления прогиба, представляющие собой линейные поднятия, вытянутые вдоль краевых разломов на плечах палеорифта.

О физическом состоянии вещества литосферы можно также судить по данным прогноза скоростной характеристики разреза в призабойном пространстве глубоких скважин. По материалам ВСП в трех скважинах северной части Припятского прогиба был построен разрез интервальных скоростей ( $V_{\text{инт}}$ ). В скоростном отношении переходная зона от коры к мантии представлена слоем с повышенной градиентностью этого параметра. На фоне общего возрастания скоростей с глубиной локализуется несколько зон с пониженными значениями  $V_{\text{инт}}$ . Верхняя из них (интервал глубин 18–28 км) может быть интерпретирована как зона тектонического (трещинного) разуплотнения. Зона разуплотнения, расположенная на глубинах более 50–60 км, является линзой волновода и, вероятнее всего, выполнена веществом частично расплавленным. Она локализована в сравнительно небольшой по размерам области пространства. Можно предположить, что данной аномалии соответствует отделившееся от более нижней зоны самостоятельное гомогенное тело. В пользу существования в северной части Припятского прогиба очагов такого рода может дополнительно свидетельствовать повышение здесь величин теплового потока от 30–40 мВт в центре прогиба до 80–90 мВт к северной прибортовой зоне [Богомолов и др., 1972; Пархомов, 1985]. Наиболее глубокая зона (80–90 км) представляет собой низкоскоростной волновод — скорее всего, крупную астеносферную линзу.

Синтез геологических и геофизических материалов по структуре чехла и консолидированной коры, магматизму и термальному полю Припятского палеорифта позволяет выделить и охарактеризовать подэтапы, стадии и фазы его геодинамической эволюции на главном, герцинском этапе развития. Она включала следующие подэтапы: дорифтовый синеклизный (эйфель—средний фран) и рифтовый (поздний фран—средний триас). Последний сменился этапом послерифтовой Припятско-Днепровской синеклизы (поздний триас—антропоген). Рифтовый подэтап подразделен на стадии:

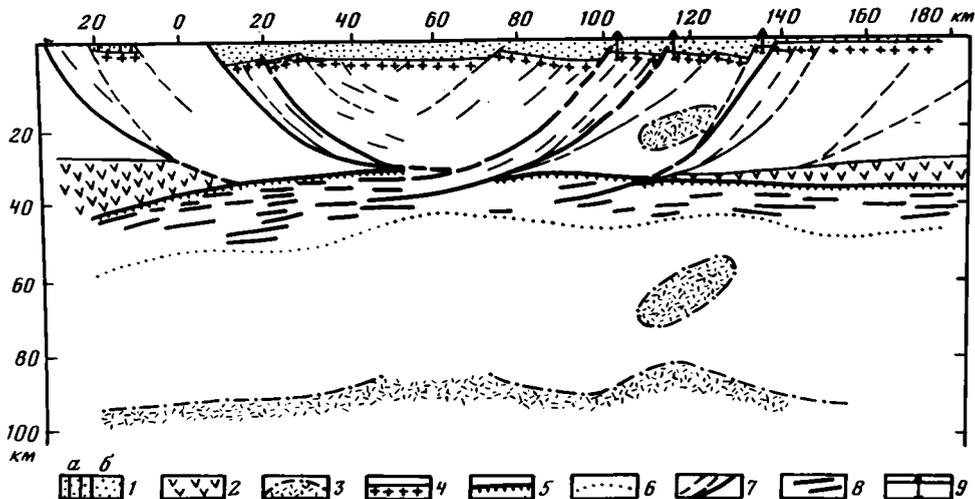


Рис. 2. Сейсмогеологическая модель земной коры и верхней мантии Припятского палеорифта по профилю VIII—VIII

1 — платформенный чехол (а — нижний рифей, б — верхний рифей—антропоген); 2 — клиноформа в низах земной коры; 3 — волноводы и их контуры; 4 — поверхность фундамента; 5 — поверхность М; 6 — нижняя граница зоны коромантийной смеси; 7 — листрические разломы; 8 — основные отражающие площадки, предположительно связанные с тектонической расчлененностью в коромантийной смеси; 9 — скважины, в которых были проведены исследования ВСП и последующие псевдоакустические преобразования сейсмограмм

деструктивную сосредоточенного растяжения (поздний фран—средний карбон), сжатия (поздний карбон—ранняя пермь), завершающего (остаточного) растяжения (поздняя пермь—средний триас) (рис. 3).

Эволюция Припятского прогиба на деструктивной стадии рифтогенеза тесно связана с позднедевонским магматизмом, который проявился в вулканической и субвулканической формах [Корзун, Махнач, 1977]. Вулканогенная формация выявлена вблизи восточного ограничения прогиба вдоль Лоевского разлома, а также в восточной части зоны Северо-Припятского краевого разлома. По объему и особенностям распространения продуктов магматизма Припятский палеорифт должен быть отнесен к классу "полусухих".

Вулканогенные (трахиты субщелочные и щелочные, нефелиниты и нефелинитовые лейцититы, анкаратрит-пикриты и лимбургиты) и субвулканогенные (шонкиниты и порфиновые пикриты, сиенит-порфиры) породы В.И. Горышакова и В.П. Корзун объединили в щелочно-ультраосновную—щелочно-базальтоидную формацию. Многие исследователи доказали глубинное происхождение щелочно-ультраосновных магм при достаточно высокой проницаемости земной коры. Присутствие в Припятском прогибе щелочных основных и ультраосновных пород является одним из показателей его рифтового генезиса.

Стратиграфическое положение вулканогенных образований определяет время проявления трех эпизодов магматизма и магматических пауз. Субвулканические породы, вскрытые скважинами, в частности среди верхней части живецких (староскольских) и нижней части франских (пашийско-кыновских, или ланских) слоев, образовались, согласно устному сообщению В.П. Корзуна, в более поздние эпизоды вулканизма (поздний фран—фамен). Косвенным подтверждением этого соображения является отсутствие в позднеживецкое и раннефранское время сколько-нибудь заметных по вертикальной амплитуде разломов, которые обычно сопровождают субвулканический (плутонический) и вулканический магматизм.

Начало щелочно-ультраосновного магматизма — одного из главных показателей рифтогенеза — приурочено к позднефранскому соленакоплению [Корзун, 1975]. За-

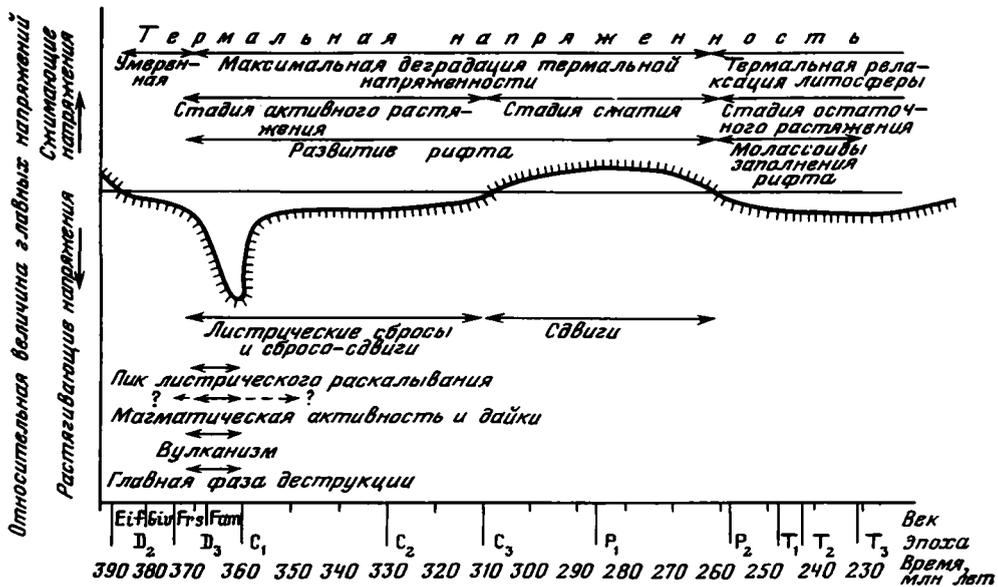


Рис. 3. Изменение относительной величины главных растягивающих и сжимающих напряжений в ходе эволюции Припятского прогиба

вершение последнего эпизода магматизма совпадает с резким уменьшением скорости субвертикальных движений по разломам после фаменского соленакопления. Эта скорость изменилась с 400 до 60–32 м/млн лет соответственно для времени накопления фаменской соленосной и надсолевой сланцевосной формаций [Конищев, 1974, 1979]. Начало и завершение эпизодов щелочно-ультрасосновного магматизма соответствуют "пику" развития краевых и внутренних разломов прогиба. В целом эти процессы маркируют время наиболее активной деструкции земной коры Припятского палеорифта и хронологический рубеж его завершения. Они отражают максимальные значения величины растягивающих напряжений (см. рис. 3), которые совпадают со временем накопления верхнефранской и фаменской галогенных формаций и разделяющей их межсолевой глинисто-терригенно-карбонатной формации. Максимальным, "пиковым" значениям растягивающих напряжений предшествовали во времени небольшие значения растяжения, которые стали нарастать с воронежского времени (начальная фаза деструкции), когда начались заметные по амплитуде движения по разломам.

Заключительная фаза деструкции характеризовалась быстрым уменьшением значений растягивающих усилий, их падением до нуля к концу среднего карбона. В позднем карбоне и, по-видимому, всю или почти всю раннепермскую эпоху господствовали напряжения сжатия. Это выразилось в относительном, вероятно незначительном, воздымании территории, которое, в частности, подтверждается для северо-западной части региона несоответствием палеотермических показателей современным глубинам погружения девонских пород [Ажигирович, 1976], а также в отсутствии осадконакопления. Названные процессы характерны для стадии сжатия палеорифта. Геодинамическое затухание рифтогенеза к концу ранней перми предопределило слабое остаточное растяжение палеорифта в поздней перми—среднем триасе, когда он был выполнен молассоидной формацией, и полное его отмирание к концу этого времени. Молассоидная формация отражает двойственный характер тектогенеза: молассоиды заполнения рифта положили начало последующей надрифтовой синеклизе.

Таким образом, по особенностям изменения горизонтального поля напряжений могут быть обособлены следующие основные эпизоды рифтового подэтапа развития Припятского палеорифта.

1. Деструктивная стадия регионального концентрированного растяжения: 1.1 – начальная фаза (воронежско-евлановское время); 1.2 – главная фаза (евлановско-данковское время); 1.3 – заключительная фаза (данковское время позднего девона – средний карбон).

2. Стадия регионального сжатия (поздний карбон – ранняя пермь).

3. Завершающая стадия остаточного растяжения (поздняя пермь – средний триас).

Предрифтовый (синеклизный) подэтап характеризуется незначительным по величине растяжением в эйфеле – среднем фране, которым было обусловлено заложение на месте Припятского палеорифта плоской депрессии вдоль северного края Украинского щита. Эта депрессия была соподчинена Московской синеклизе и расположена на ее далеком юго-западном берегу.

Геодинамический режим развития региона предопределил и тектоническую стадийность формирования Припятского прогиба. Намеченная ранее стадийность [Айзберг и др., 1974; Айзберг, Гарецкий, 1979] уточнена и детализирована с учетом геодинамического анализа. Могут быть обособлены следующие тектонические стадии: 1) синеклизы (соответствует предрифтовому подэтапу незначительного растяжения), 2) начального прогибания (соответствует зарождению рифтообразования – начальной фазе деструкции земной коры), 3) главного (максимального) прогибания (соответствует кульминации рифтообразования – главной фазе деструкции), 4) заключительного прогибания (соответствует затуханию рифтообразования – заключительной фазе деструкции), 5) общего подъема (соответствует инверсии – стадии сжатия), 6) стабилизации (соответствует отмиранию рифтообразования – стадии остаточного растяжения). Этапу надрифтовой мезозойско-кайнозойской синеклизы соответствует режим унаследованного незначительного растяжения.

Общая величина расширения Припятского палеорифта определена путем подсчета величины смещения по нормальным сбросам и углам наклона сместителей по пяти поперечным пересечениям [Богомолов и др., 1972]. При ширине Припятского грабена от 96 до 145 км величина растяжения изменяется от 9,3 до 13,35 км. Вероятно, она немного занижена за счет невозможности учета мощности погребенных даек. Исходя из вероятной общей продолжительности главной фазы деструкции 8,5 млн лет и расчетной величины расширения 9,3–13,35 км (которая на 90% относится к этой фазе деструкции), средняя скорость расширения определяется величиной 0,11–0,16 см/год. Учитывая прерывисто-непрерывный характер расширения, его реальная "мгновенная" скорость превышала среднюю, по-видимому, не менее чем в 1,5–2 раза и составляла 0,2–0,3 см/год.

Геодинамическое развитие Припятского палеорифта, стадии и фазы рифтогенеза отражали изменение условий эндогенного режима, взаимодействие регионального и локального полей напряжений, их направления и величины. Выявляется хронологическая корреляция отдельных эпизодов этого развития с региональной и глобальной геодинамической обстановкой. На дорифтовом этапе растяжение охватывало большие пространства юго-западного борта Московской синеклизы. Затем в субширотной депрессии, возникшей на месте Припятского прогиба, оно стало более концентрированным по площади и возрастающим по величине. Импульсное "раскрытие" Припятского и Днепровско-Донецкого палеорифтов и прерывисто-непрерывное утонение литосферы совпали с предполагаемыми субдукцией плиты прото-Тетиса под систему островных дуг и глубоководных желобов, параллельных южному краю Лавразии, рифтогенезом в Западной и Центральной Европе (в частности, в Корнуэл-Реногерцинской зоне), левосторонним смещением между Восточно-Европейской и Северо-Американско-Гренландской плитами [Ziegler, 1984]. Следствием этих процессов была деформация обширнейшей территории, которая в пределах Припятско-Днепровско-Донецкой зоны отразилась концентрированным растяжением.

Исходя из изложенных представлений, следует развить сделанный ранее вывод о генезисе Припятского палеорифта. Было показано, что в Припятском палеорифте, как и в Днепровско-Донецком, утонение консолидированной коры связано с первич-

ным горизонтальным растяжением [Чекунов, 1967; Айзберг и др., 1972]. Основная часть амплитуды раздвига Припятского палеорифта не может быть связана с растяжением только осевой части предрифтового "сводового поднятия", а обусловлена действием первичных тангенциальных сил [Богомолов и др., 1972]. Процесс рифтообразования в Припятском прогибе в целом представлял собой сложное сочетание "пассивного" (основного) и "активного" механизмов. Можно полагать, что концентрированное растяжение, вызвавшее утонение земной коры и подъем высокотемпературного низкоплотного мантийного слоя (астенолита), стимулировало формирование рифтового грабена. Остывание астенолита, которое сопровождалось его утяжелением и опусканием, обусловило последующее дифференцированное по площади литрическое раскалывание. В общем виде эти процессы отразились в аномально высокой скорости прогибания в позднем фране и фамене и в последующем гармоническом угасании этого процесса.

Воздействие первоначально разуплотненного высокотемпературного астенолита на геодинамическое развитие Припятского палеорифта выявляется при анализе термальной истории региона, отдельные элементы которой рассмотрели А.В. Кудельский и В.М. Бурак [1982]. Синтез данных геодинамической и термальной эволюции палеорифта позволяет выявить их тесное взаимодействие и взаимозависимость. Нарастание термальной жесткости началось здесь с воронежского времени (возможно, с начала франского века) и было обусловлено быстрым подъемом высокотемпературного астенолита. Максимально высокое его положение охватывало главную часть заключительной фазы деструктивной стадии. Вследствие остывания астенолита и его последующего "утяжеления" и погружения общая напряженность теплового поля палеорифта стала падать. Этот процесс объективно отражен в исследованиях А.В. Кудельского и В.М. Бурака [1982], которыми выявлены максимальная напряженность теплового поля в позднефранско-раннетурнейское время (превышающая современную в 3—4 раза) и ее последующее угасание. Центральное (относительно длинной оси палеорифта) положение высокотемпературного астенолита обусловило в общем более или менее равномерное, симметричное распределение той компоненты теплового поля, которая была непосредственно связана с этим астенолитом. Формирование же очагов вулканизма в восточной и северо-восточной частях палеорифта наложилось дополнительной компонентой на тепловое поле, которое, согласно Л.Ф. Ажгиревич [1976], повысило его общую жесткость только в пределах этого района. Наконец, высокий уровень тектоно-деформационных процессов на стадии деструкции, выразившихся прежде всего в формировании плотной сети высокоамплитудных литрических сбросов, обусловил генерацию еще одной компоненты теплового поля. Она была существенно дифференцирована по площади.

"Отмирание" Припятского палеорифта (поздняя пермь—средний триас) отражает термальную релаксацию литосферы, вызванную завершением рифтообразования. Последующая тепловая история обусловлена факторами, лишь опосредованно связанными с рифтообразованием. Согласно И. Рамбергу и П. Моргану [1984], термальная ослабленность литосферы рифтовых систем, не подновляемая последующими событиями, сохраняется примерно 100 млн лет и менее. Этот вывод соответствует изложенным представлениям об основных эпизодах термальной эволюции региона на рифтовых стадиях. После термальной релаксации литосферы наступил третий этап тепловой эволюции. Процесс термальной деградации литосферы палеорифта на этом этапе существенно усилился вследствие завершения непосредственного теплового воздействия астенолита. Аномалии теплового поля с этого времени были обусловлены локальными неоднородностями земной коры и гидротермальными процессами в зонах разломов. Количественные расчеты региональной термальной деградации Припятского палеорифта должны быть основаны на раздельном анализе двух последующих этапов тепловой эволюции, разграниченных фазой термальной релаксации литосферы в поздней перми—среднем триасе.

Современное тепловое поле [Богомолов, Цыбуля, Атрощенко, 1972; Пархомов,

1985] характеризуется пониженными значениями термальной напряженности по сравнению с другими континентальными рифтами. Для большей части территории палеорифта плотность теплового потока изменяется в пределах 60–70 мВт/м<sup>2</sup>, а в северо-восточной части (Шатилковская, Первомайская площади) повышается до 108 мВт/м<sup>2</sup>. Геодинамическая интерпретация этого явления может быть связана с локальной по площади тектоно-магматической альпийской реактивизацией фундамента в северо-восточной краевой части палеорифта, а также с обнаруженными линзами разуплотненного материала в земной коре и верхней мантии и с некоторым подъемом здесь астеносферной линзы.

Важные особенности геодинамики региона герцинского этапа развития можно выявить при изучении систем разломов. Анализ планового рисунка сети разрывных нарушений и наклона их сместителей, проявляющихся в пределах Припятского палеорифта и его обрамления, отчетливо показывает две закономерно ориентированные системы. Одна из них, субширотная, ориентирована согласно простиранию Припятского прогиба и заложилась раньше другой, имеющей диагональную направленность. Появление каждой системы разломов генетически связано с главными стадиями рифтинга — растяжением и сжатием. Рассмотрим важнейшие особенности разломной тектоники этих стадий.

**Разломы стадии растяжения.** Система субширотных разрывных нарушений, обусловленных действием растягивающих напряжений, отчетливее других проступает в Припятском прогибе и фрагментами прослеживается к западу от него (до линии Тейссейра—Торнквиста). Именно в эту систему входят Северо- и Южно-Припятский краевые разломы, Северо- и Южно-Ратновский, Свислочский и другие суперрегиональные и региональные разломы, проникающие в чехол. Разломы предопределяют структурное единство таких основных тектонических элементов платформенного чехла на территории Белоруссии, как Подляско-Брестская впадина, Полесская седловина и Припятский прогиб. Эти разрывные нарушения относятся к сбросам и по ряду признаков к правым сбросо-сдвигам.

Простирание всей системы разломов близко к широтному или запад-северо-западному: доминируют азимуты в интервале 260–300° (рис. 4). Результаты геолого-геофизических исследований в Припятском прогибе свидетельствуют о том, что поверхности сместителей в основном довольно круто (до 70–85°, реже 45–70°) наклонены к оси структуры, хотя иногда отмечаются и обращенные формы. По падению сместители несколько выполаживаются, приобретая листрический характер. Вертикальные размах смещения поверхности фундамента по разрывам большей частью не выходит за пределы 0,5–2 км, иногда достигая 3–4 км [Тектоника Белоруссии, 1976; Тектоника Припятского прогиба, 1979]. Как уже отмечалось, оценка углов наклона и величины смещения блоков по сбросам показала, что при современной ширине палеорифта от 96 до 145 км минимальная величина его растяжения колеблется от 9,3 до 13,35 км, т.е. приближается к 10%. Вместе с тем протяженность Брагинско-Лоевской седловины, отделяющей Припятский прогиб от Днепровско-Донецкого, короче ширины прогиба примерно на такую же величину. Поэтому, вероятно, в ходе рифтинга этот участок земной коры не претерпел заметного расширения, а испытал погружение своего северо-восточного окончания. Вследствие этого произошли нарушения термодинамического равновесия на границе кора—мантия, формирование глубинного (200–300 км) магматического очага и генерация щелочно-ультраосновной формации.

Подляско-Брестскую впадину, Полесскую седловину и Припятский прогиб (Подляско-Припятскую зону опусканий) с внешней стороны как бы обволакивает ряд положительных структур (горсты, выступы, поднятия). Эти формы генетически связаны и параллельны названной зоне опусканий и системе субширотных разломов. Породы в пределах этих положительных структур зачастую несут следы сильных горизонтальных напряжений (например, кварциты в Овручской грабен-синклинали) или следы слабого динамометаморфизма (появление кварцитовидных песчаников и кварцитов в среднедевонских отложениях на Бобруйском выступе).

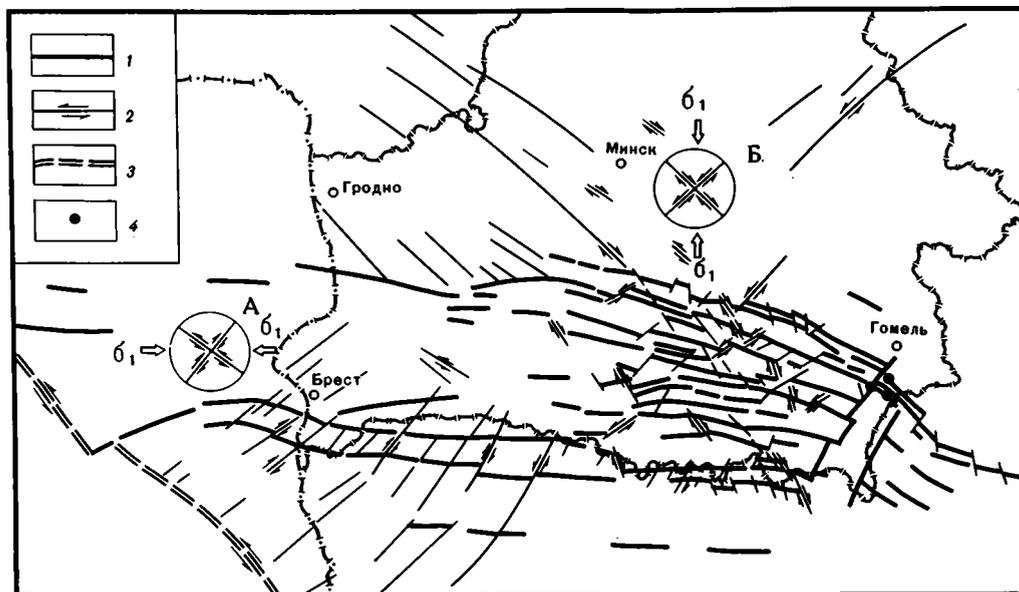


Рис. 4. Геодинамическая карта внутриплитной разломной тектоники Припятского палеорифта и его обрамления

1 – разломы (сбросы, сдвиго-сбросы) стадии растяжения; 2 – разломы (сдвиги и направления их смещения) стадии сжатия; 3 – линия Тейссейра–Ториквиста; 4 – центры излияния

Эллипсы деформации отражают характер напряжений при сжатии в зоне влияния края литосферной плиты (А) и Припятского палеорифта (Б)

К югу от зоны опусканий такое поднятие образует субшироко вытянутый Ратновско-Припятский "вал" горстового характера [Гойжевский, 1982; Знаменская, Чебаненко, 1985]. Смещения по ограничивающим его разрывам иногда превышают 0,5–1 км, сами же разломы крутопадающие (до 70–80°). Южнее "вала" обнаружен и ряд других параллельных ему разломов. К северу от зоны опусканий другую цепь поднятий формирует группа локальных положительных структур на своде Белорусской антеклизы (в том числе Бобовнянский выступ), Бобруйский выступ на Жлобинской седловине.

Таким образом, на стадии растяжения, главная фаза которой пришлось на евлановско-данковское время позднего девона, проявилась система листрических нормальных сбросов, предопределившая заложение Припятского прогиба и формирование всей герцинской Подляско-Припятской зоны опусканий. Наибольшая суммарная амплитуда опусканий по разломам (до 5–6 км) приурочена к Припятскому прогибу и крайней западной части Подляско-Брестской впадины, в то время как в центральной части она не превышает 1–2 км. Листрическое раскалывание привело к образованию системы ступенчатых блоков, в южной части зоны повернутых и наклоненных к югу, а в северной – к северу. Нисходящие листрические перемещения сопровождались возникновением на плечах Припятского палеорифта и других структур зоны опусканий обваловывающих поднятий. Возможно, они представляют собой задранные кверху части крайних с севера и юга блоков листрического раскалывания. Не исключено, что в следующую стадию сжатия произошло подновление этих поднятий путем обратных подвижек по плоскостям листрических сбросов. Ширина пояса, охваченного листрическим раскалыванием, составила около 230–260 км.

Исходя из особенностей строения разрывных нарушений, можно заключить, что в ходе растяжения наибольшее из главных напряжений ( $\sigma_1$ ) в верхней части земной коры было направлено субвертикально (криволинейно), среднее ( $\sigma_2$ ) – по простиранию палеорифта, наименьшее ( $\sigma_3$ ) – перпендикулярно его бортам. Растяжение,

как показано ранее, сопровождалось эпизодами магматизма (эффузивные породы щелочно-ультраосновной—щелочно-базальтоидной формации) в северо-восточной части Припятского прогиба, главным образом на стыке с поперечным Лоевским разломом и восточным отрезком Северо-Припятского разлома [Корзун, 1982].

**Разломы стадии сжатия.** На субширотную сеть разломов, вызванных растяжением, наложена другая система диагональных разрывных нарушений (см. рис. 4). Если для первой из них характерны сбросы, причем плоскости сместителей наклонены относительно вертикали и на поверхности разрывных толщ разломы выступают субпараллельными линиями, то для другой системы типичен сдвиговый стиль разрывов и диагональный рисунок на поверхности. При этом сплошность разломов первого типа нарушена и они отрезками в той или иной мере смещены по горизонтали плоскостями вторых.

В этой диагональной системе разломов со смещением по простиранию сдвигов выделяются два устойчивых направления — северо-западное (азимут простирания около  $300\text{--}330^\circ$ ) и северо-восточное (чаще  $30\text{--}60^\circ$ ). Угол между ними близок к прямому или несколько меньше. Детальное изучение поведения разломов в Припятском прогибе [Старчик, 1983] и их анализ по смежным территориям [Тектоника Белоруссии, 1976; Знаменская, Чебаненко, 1985] показали, что обычно северо-восточное направление выражено отчетливее. Такое положение объясняют наследованием на герцинском этапе развития структур более древнего заложения. Правда, на многих участках прогиба (зоны краевых разломов, Хойникский и Петриковский погребенные выступы и др.) обе системы проявляются примерно одинаково. У сдвигов углы падения сместителей крутые и, вероятно, близки к отвесным.

Названная генетически единая парная система сдвигов устанавливается не только на площади, охваченной растяжением, но и далеко (не менее  $100\text{--}150$  км) уходит на север и юг за ее пределы. Диагонально подходя к сбросам и смещая их отрезками, она предопределяет характерный трапецевидный плановый рисунок герцинской сети разломов. Амплитуда горизонтального смещения по сдвигам достигает нескольких километров.

Сопоставление смещений по парным сдвигам с теоретическим эллипсом деформации свидетельствует о том, что подавляющая их часть закономерно соотносится друг с другом. Следовательно, реальная диагональная система сдвигов отвечает теоретической модели распределения тангенциальных напряжений (см. рис. 4). Из этого следует, что сдвиги формировались одновременно в условиях тангенциального сжатия (наибольшее и наименьшее из главных напряжений направлены горизонтально). Особенно отчетливо такая система тяготеет к Припятскому прогибу. Характер смещений показывает, что тангенциальные напряжения были направлены субмеридионально (в современных координатах) от прибортовых зон к центру этого палеорифта. Скорее всего, эти сдвиговые деформации начали проявляться сразу же после главной фазы деструкции на рубеже девона и карбона и в основном завершились в раннепермскую эпоху, т.е. сопровождали остывание мантийного астенолита. Следовательно, и особенности сжатия (в том числе заложение диагональной сети сдвигов) на большей площади региона контролировались ходом рифтогенеза. К сказанному следует добавить, что выявленные [Тектоника Белоруссии, 1976] в процессе тектонического картографирования Белоруссии (например, в пределах Белорусской антеклизы) сдвиги, расчленяющие доплатформенные разломы и другие элементы внутренней структуры фундамента, во многих случаях имеют то же простирание и направление смещения, что и герцинские сдвиги Припятского палеорифта. Поэтому есть основание утверждать, что значительная часть разломов северного обрамления палеорифта, в том числе Белорусской антеклизы, обусловлена рассматриваемым процессом.

Вместе с тем анализ сдвигов, проявляющихся на герцинском этапе на западе региона (в пределах Луковско-Ратновского горста, Подляско-Брестской впадины, восточных склонов Полесской седловины, Вольнской моноклинали), показывает, что они

имели иную направленность и, по-видимому, контролировались левосторонними перемещениями по линии Тейссейра—Торнквиста.

Таким образом, герцинский этап явился одним из основных в преобразовании структуры платформенного чехла территории Белоруссии. В то время геодинамическую обстановку в регионе предопределяла эволюция Припятского палеорифта, ставшего своеобразным центром внутримитной тектоники. В формировании Припятского палеорифта основную роль играла система нормальных листрических сбросов, проникающих на глубину до поверхности М и в зону коромантийной смеси. Последняя, возможно, представляет собой зону сгущения тектонических пластин, возникших на стыке земной коры и верхней мантии. Под палеорифтом отмечена переработка литосферы, связанная с подъемом астеносферной линии, растяжением и выразившаяся в появлении клиноформ в низах земной коры на плечах прогиба. Приведенные материалы подтверждают концепцию структурной расслоенности литосферы, которая основана на признании большой роли физико-химических неоднородностей в литосфере [Пейве, 1981; Пушаровский, 1982, 1986].

Обособлены геодинамические стадии развития Припятского палеорифта, связанные с процессами растяжения и сжатия. Развитие палеорифта сопровождалось сменой ориентировки главных напряжений и стиля разломной тектоники. Анализ поведения разрывных нарушений позволяет выявлять особенности этих перестроек, ранжировать разломы по возрасту и кинематическому типу. В ходе герцинского тектогенеза наряду с возникновением новых разломов в структурообразование вовлекались разломы более древнего заложения, причем нередко менялся их кинематический тип (например, сбросы преобразовывались в сдвиги).

Структура, сформированная на герцинском этапе, сказывалась в дальнейшем на палеогеографической обстановке и распределении площадей осадконакопления вплоть до антропогена. Развитие сбросов на стадии растяжения в первую очередь непосредственно воздействовало на формирование месторождений нефти, каменной и калийных солей в Припятском прогибе. Правосторонние (преимущественно юго-восточного направления) и левосторонние (в основном юго-западного простирания) сдвиги, проявившиеся на стадии сжатия, влияли на структуру нефтяных залежей, вызывали дробление пород, появление новых и переформирование старых зон коллекторов и экранов, что следует учитывать при проведении нефтепоисковых работ.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Ажгиревич Л.Ф.* Катагенез и палеотермия пород платформенного чехла Припятского прогиба // Строение и развитие платформенного чехла Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1976. С. 61–72.
- Айзберг Р.Е.* Геодинамическая эволюция Припятского палеорифта // Докл. АН БССР. 1986. № 5. С. 460–463.
- Айзберг Р.Е., Гарецкий Р.Г.* Структурно-формационное расчленение платформенного чехла // Тектоника Припятского прогиба. Минск: Наука и техника, 1979. С. 13–22.
- Айзберг Р.Е., Гарецкий Р.Г., Синичка А.М.* Сарматско-Туранский линеймент земной коры // Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971. С. 41–51.
- Айзберг Р.Е., Кислик В.З., Лушинович Ю.И., Окушко В.Б.* Формации герцинского комплекса Припятского прогиба и палеотектонические условия их накопления // Проблемы тектоники Припятского прогиба. Минск: Наука и техника, 1974. С. 117–129.
- Айзберг Р.Е., Махнач А.С., Окушко В.Б.* О генезисе Припятской впадины // Докл. АН СССР. 1972. Т. 202, № 2. С. 403–405.
- Богомолов Г.В., Конищев В.С., Макаревич В.Н.* О механизме формирования Донецко-Припятского авлакогена // Докл. АН БССР. 1972. Т. 16, № 4. С. 345–347.
- Богомолов Г.В., Цыбуля Л.А., Атрощенко П.П.* Геотермическая зональность территории БССР. Минск: Наука и техника, 1972. 216 с.
- Гарецкий Р.Г., Боборыкин А.М., Богоино В.А.* и др. Глубинные сейсмические зондирования на территории Белоруссии // Геофиз. журн. 1986. № 4. С. 3–8.
- Гарецкий Р.Г., Боборыкин А.М., Зарбеев Р.И.* и др. Модель глубинного строения земной коры и верхней мантии северо-восточной части Припятского прогиба // Докл. АН БССР. 1985. Т. 29, № 8. С. 728–730.

- Гойжевский А.А.* Разломы на территории Украинского щита // Геотектоника. 1982. № 3. С. 44–49.
- Давыдова Н.И.* Изучение тонкой структуры области перехода от коры к мантии. М.: Наука, 1977. 164 с.
- Знаменская Т.А., Чебаненко И.И.* Блоковая тектоника Вольно-Подолли. Киев: Наук. думка, 1985. 156 с.
- Конищев В.С.* История развития разломов Припятского прогиба // Разломы Белоруссии и Прибалтики. Минск: РИСО АН БССР, 1974. С. 46–53.
- Конищев В.С.* Динамика рифтогенеза и галокинеза в Припятском грабене // Геологическое изучение территории Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1979. С. 26–32.
- Корзун В.П.* Взаимоотношения и корреляция вулканогенных и нормально-осадочных пород девона Припятской впадины // Литология, геохимия и перспективы на полезные ископаемые глубинных зон Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1975. С. 178–188.
- Корзун В.П.* Новый опорный разрез вулканогенных образований девона в районе г. Гомеля // Докл. АН БССР. 1982. Т. 26, № 9. С. 831–834.
- Корзун В.П., Махнач А.С.* Верхнедевонская щелочная вулканогенная формация Припятской впадины. Минск: Наука и техника, 1977. 161 с.
- Кудельский А.В., Бурак В.М.* Газовый режим Припятского прогиба. Минск: Наука и техника, 1982. 172 с.
- Пархомов М.Д.* Тепловой режим Припятского прогиба // Сейсмологические и геотермические исследования в Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1985. С. 124–130.
- Пейве А.В.* Геология раздела Мохоровичича // Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981. С. 7–13.
- Пушаровский Ю.М.* Крупные неоднородности в строении земной коры и их возможные интерпретации // Геотектоника. 1982. № 5. С. 3–16.
- Пушаровский Ю.М.* Актуальные проблемы советской геотектоники // Там же. 1986. № 1. С. 5–16.
- Рамберг И., Морган П.* Физическая характеристика и направления эволюции континентальных рифтов // 27-й МГК: Доклады. Секция С.07. Тектоника. М.: Наука, 1984. Т. 7. С. 78–109.
- Старчик Т.А.* Некоторые закономерности простираения разломов Припятского прогиба // Вопросы регионального геологического строения территории БССР. Минск, БелНИГРИ, 1983. С. 26–33. Тектоника Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1976. 208 с.
- Тектоника Припятского прогиба.* Минск: Наука и техника, 1979. 176 с.
- Чекунов А.В.* О механизме образования структур типа авлакогена: (На примере Днепровско-Донецкой впадины) // Геотектоника. 1967. № 3. С. 3–19.
- Bally A.W., Bernoulli D., Davis G.A., Montadert L.* Listric normal faults // Oceanologica acta. 1981. N SP. P. 87–101.
- Ziegler P.A.* Caledonian and Hercynian crustal consolidation of western and central Europa – a working hypothesis // Geol. en mijnbouw. 1984. Vol. 63, N 1. P. 93–108.

## СОДЕРЖАНИЕ

Основные направления научной деятельности академика Ю.М. Пушчаровского (к 70-летию со дня рождения) . . . . .	3
В.Е. Хаин. Происхождение Тихого океана – проблема проблем истории Земли . . . . .	7
Е.Н. Меланхолина. Тектонотипы структур океана и континентальной окраины в Северо-Западной Пацифике . . . . .	12
Л.П. Зоненшайн, Л.М. Натапов. Тектоническая история Арктики . . . . .	31
Н.А. Богданов. Основные этапы формирования глубоководных впадин окраинных морей Тихого океана . . . . .	57
Н.Л. Добрецов. О периодичности жадеит-глаукофанового метаморфизма и некоторых тектонических следствиях . . . . .	67
В.С. Пономарев, В.Г. Трифонов. Факторы тектогенеза . . . . .	81
М.А. Ахметьев, Б.П. Золотарев, А.О. Мазарович, А.В. Рихтер, Д.И. Фрих-Хар. Некоторые черты геологического строения и магматизм островов Зеленого Мыса . . . . .	95
А.А. Моссаковский, Г.Е. Некрасов, С.Д. Соколов. Тектоника Кубы . . . . .	113
С.А. Куренков, А.С. Перфильев. Спрединг в океанических и континентальных структурах . . . . .	153
В.Н. Пучков. Палеозонды Срединной Пангеи (реставрация, корреляция событий, геодинамическая характеристика) . . . . .	170
Н.А. Берзин. Структурное положение и тектонические условия формирования аллохтонных гипербазитов Алтае-Саянской области . . . . .	184
Р.Е. Айзберг, Р.Г. Гарецкий, С.В. Клушин, Э.А. Левков. Глубинное строение и геодинамика Припятского палеорифта и его обрамления . . . . .	200

## CONTENTS

The main fields of scientific activity of Academician Yu.M. Pushcharovsky (to the 70th anniversary)	3
V.E. Khain. The Pacific origin – a top problem in the Earth's history . . . . .	7
E.N. Melankholina. Tectonotypes of oceanic and continental margin structures in Northwestern Pacific . . . . .	12
L.P. Zonenshine, L.M. Natapov. The tectonic history of the Arctic . . . . .	31
N.A. Bogdanov. The main stages of formation of deep-sea basins in marginal seas of the Pacific Ocean . . . . .	57
N.L. Dobretsov. On the periodicity of jadeit-glaucophane metamorphism and some tectonic effects	67
V.S. Ponomarev, V.G. Trifonov. Factors of tectogenesis . . . . .	81
M.A. Akhmetiev, B.P. Zolotarev, A.O. Mazarovich, A.V. Rikhter, D.I. Frik-Har. Some features of geological structure and magmatism of Cape Verde Islands . . . . .	95
A.A. Mossakovsky, G.E. Nekrasov, S.D. Sokolov. The tectonics of Cuba . . . . .	113
S.A. Kurenkov, A.S. Perfiliev. Spreading in oceanic and continental structures . . . . .	153
V.N. Puchkov. Paleozoides of Median Pangea (reconstruction, correlation of events, geodynamic characteristics) . . . . .	170
N.A. Berzin. Structural position and tectonic setting of allochthonous ultrabasites in the Altai-Sayany Region . . . . .	184
R.E. Izeberg, R.G. Garetsky, S.V. Klushin, E.A. Levkov. Deep structure and geodynamics of the Prypyat' paleorift and its framing . . . . .	200

УДК 551.461 (265/266)

**Х а и в В.Е.** Происхождение Тихого океана – проблема проблем истории Земли // Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. М.: Наука, 1987. С. 7–11.

Подчеркивается кардинальное значение проблемы возраста и происхождения Тихого океана для восстановления истории Земли. Рассмотрены различные взгляды на эту проблему и степень их обоснованности. Сделан вывод об отсутствии в настоящее время однозначного решения проблемы и излагаются наиболее вероятные гипотезы.

Библиогр. 26 назв.

УДК 551.243 (5–265)

**М е л а н х о л и н а Е.Н.** Тектонотипы структур океанов и континентальной окраины в Северо-Западной Пацифике // Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. М.: Наука, 1987. С. 12–31.

Рассмотрен комплекс мезозойско-кайнозойских структур северо-западной части Тихого океана и его активной окраины. Типизация структур проведена путем описания тектонотипов с рассмотрением их опорных коровых разрезов, специфики глубинного и поверхностного строения и особенностей корообразования. В пределах континентальной окраины намечены ряды структур, отвечающих последовательным этапам развития конструктивных и деструктивных процессов. Выявлено непостоянное существование системы активной окраины, отвечающее только северо-западному перемещению океанической плиты. Показана большая устойчивость границы континент–океан в Северо-Западной Пацифике, определяющая длительное развитие Тихоокеанского пояса земной коры.

Ил. 1, библиогр. 62 назв.

УДК 551.24 (28)

**З о н е н ш а й н Л.П., Н а т а п о в Л.М.** Тектоническая история Арктики // Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. М.: Наука, 1987. С. 31–57.

Представлено 12 реконструкций, иллюстрирующих тектоническую историю Арктического региона с ордовика до конца мела. Ее главные черты определялись взаимодействием четырех континентов: Восточной Европы, Северной Америки, Сибири и Арктиды. Они были разобиты в раннем палеозое; к концу палеозоя за счет последовательных столкновений соединились в Лавразию. Мезозойская история включает разделение Северной Америки и Евразии вдоль одних отрезков их общей границы и сближение вдоль других. Раскрытие Канадского бассейна в конце юры – начале мела вызвало закрытие Южно-Ануйского океанического бассейна и образование Верхоянского и Южно-Ануйского складчатых поясов. Раскрытие Северной Атлантики в позднем мелу сопровождалось поглощением коры Канадского бассейна и формированием складчатых зон в восточном секторе Арктики. Арктида в это время была раздроблена, и ее фрагменты оказались по разные стороны вновь образованных океанических бассейнов.

Ил. 16, табл. 4, библиогр. 76 назв.

УДК 554.24 (265/266)

**Б о г д а н о в Н.А.** Основные этапы формирования глубоководных впадин окраинных морей Тихого океана // Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. М.: Наука, 1987. С. 57–66.

Рассматривается история образования в результате процессов деструкции (диффузионного спрединга и растяжений центрального типа) глубоководных котловин окраинных морей Тихого океана. Основные процессы спрединга в этих районах происходили в позднем мелу, среднем олигоцене, среднем миоцене и в плейстоцен-четвертичное время. Эти периоды совпадали с фазами тектонической активизации в пределах складчатых поясов континентов.

Ил. 2, библиогр. 13 назв.

УДК 552.12+552.16

**Д о б р е ц о в Н.Л.** О периодичности жадеит-глаукофанового метаморфизма и некоторых тектонических следствиях // Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. М.: Наука, 1987. С. 67–81.

Рассмотрены общие особенности жадеит-глаукофанового метаморфизма как особого метаморфизма высоких давлений (от 8–16 до 25 кбар) и низких температур (300–500 °С), возникающего в зонах субдукции или в более сложных ситуациях. Главное значение имеет сохранение ассоциаций глаукофановых сланцев в результате быстрой обдукции. Показана правильная периодичность проявлений жадеит-глаукофанового метаморфизма (с периодом в 30 млн лет) в мезозое и позднем палеозое – венде. Сопоставление этих этапов с возрастом ассоциирующихся офиолитов и этапами возрастания скорости спрединга показывает вероятность того, что периодическое изменение скорости и (или) направления движения ансамбля литосферных плит вызывает такие процессы на конвергентных их границах, как быстрое закрытие окраинных морей, столкновение островных дуг, микроконтинентов с континентами, быстрая обдукция, фазы складчатости в окраинных зонах.

Ил. 2, табл. 1, библиогр. 43 назв.

УДК 551.24+550.36

Пономарев В.С., Трифонов В.Г. **Факторы тектогенеза** // Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. М.: Наука, 1987. С. 81–94.

Условия тектогенеза рассмотрены с точки зрения представлений статистической физики, согласно которым Земля или ее отдельные части представляют собой термодинамические системы, определяемые набором параметров состояния. Изменение какого-либо из них возбуждает сложную совокупность связанных между собой других процессов, приводящих к взаимным преобразованиям различных форм энергии, возбуждению замкнутых систем структурных напряжений и структурным преобразованиям среды. Элементарными единицами в этой сложной совокупности являются тектодинамические системы. Рассмотрена взаимосвязь различных процессов в рамках таких систем разных рангов и приведены примеры реализации изложенных физических положений в различных структурообразующих процессах.

Библиогр. 43 назв.

УДК 553.212+550.36

Ахметьев М.А., Золотарев Б.П., Мазарович А.О., Рихтер А.В., Фрих-Хар Д.И. **Некоторые черты геологического строения и магматизм островов Зеленого Мыса** // Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. М.: Наука, 1987. С. 95–113.

Приводятся сведения о геологическом строении островов Маю, Боавишта, Сал, Сан-Висенти, Фогу, Сантьягу, а также о тектонической позиции архипелага о-вов Зеленого Мыса в Атлантическом океане. Острова проходили в своем развитии ряд последовательных стадий, характеризующихся формированием специфических комплексов пород. Описаны характер магматизма и его эволюция. Острова имеют океаническую природу: нижнюю часть их разреза слагают толентовые базальты. Магматические породы образуют вулканоплутоническую ассоциацию субщелочных, щелочных меланефелинитовых пород и карбонатитов.

Ил. 8, табл. 4, библиогр. 13 назв.

УДК 551.24 (729.1)

Моссаковский А.А., Некрасов Г.Е., Соколов С.Д. **Тектоника Кубы** // Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. М.: Наука, 1987. С. 113–153.

Рассмотрены современная покровно-складчатая структура Кубы, ее продольная структурно-формационная зональность и поперечная тектоническая сегментация, отражающие различия в строении земной коры, особенностях структурно-формационных зон и во времени проявления складчатых и шарьяжных деформаций. Установлена тектоническая природа и генетическая принадлежность разных структурно-формационных зон и суперзон, являющихся фрагментами Северо-Американской и Южно-Американской континентальных окраин, мезозойских и кайнозойских островных вулканических дуг, чехла и меланократового фундамента окраинных морей, тектонически совмещенных в современной структуре Кубы. Показано, что в структуре Кубинской островной дуги запечатлены разновременные и разнотипные коллизионные и субдукционные процессы, обусловленные крупномасштабными тектоническими перемещениями литосферных плит, микроконтинентов и локальных блоков земной коры.

Ил. 12, библиогр. 67 назв.

УДК 551.243.6

Куренков С.А., Перфильев А.С. **Спрединг в океанических и континентальных структурах** // Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. М.: Наука, 1987. С. 153–169.

На разнообразном геологическом материале (Исландия, Мугуджары, Восточная Сибирь) анализируются геодинамические аспекты спрединга: наличие сдвиговой компоненты, элементы и факторы рассеивания зон магмовыведения. Обоснован рассеянный спрединг верхних горизонтов чехла Сибирской платформы при формировании траппов. Установлена эмпирическая закономерность увеличения степени рассеивания спрединга от возрастания мощности коры.

Ил. 6, библиогр. 20 назв.

УДК 551.73:551.242.31

Пучков В.Н. **Палеозонды Срединной Пангеи (реставрация, корреляция событий, геодинамическая характеристика)** // Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. М.: Наука, 1987. С. 170–183.

Рассмотрены основные черты строения и развития гигантской палеозойской складчатой системы, существовавшей в доальпийское время на территории Срединной Пангеи. В развитии системы намечен и скоррелирован ряд событий, из которых важнейшими являются: рифтогенез и распад прото-Пангеи в конце докембрия с образованием океанических впадин; возникновение зоны субдукции; кадомская складчатость и образование микроконтинента Арморика; таконская складчатость; образование Каледонского орогена

и возникновение Лавразии; отмирание в девоне старой зоны субдукции и заложение новой, расположенной по-иному; связанный с этой зоной девонский тыловодужный рифтогенез; коллизия Гондваны и Лавразии, их слияние в Пангею; образование Варисского орогена и, наконец, его последующее разрушение в течение альпийского тектонического цикла.

Ил. 3, библиогр. 90 назв.

УДК 551.24 (571.51/52)

Берзин Н.А. Структурное положение и тектонические условия формирования аллохтонных гипербазитов Алтае-Саянской области // Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. М.: Наука, 1987. С. 184–199.

Проанализированы условия залегания гипербазитов в палеоокеанических зонах и континентальных блоках. В качестве примера палеоокеанической зоны рассмотрена Хемчикско-Систигхемская зона Тувы. Главным механизмом транспортировки гипербазитов в ней был покровно-надвиговой, проявившийся в течение всего раннего палеозоя. Особенно интенсивные движения фиксируются в первой половине кембрия, когда перед фронтом островных дуг формировался аккреционный клин. Тектоническое расслаивание и расчленение в условиях горизонтального сжатия способствовало первоначальному отрыву ультраосновных пород от неглубоко залегающей мантии, а в дальнейшем – их перераспределению и проникновению на более высокие структурные уровни земной коры. На примере Сангиленского массива показано, что и в сиалических блоках гипербазиты могут попасть в результате действия аналогичного механизма, но уже при шарьировании сиалических масс на тектонические комплексы, содержащие гипербазиты.

Ил. 4, библиогр. 43 назв.

УДК 551.24 (476)

Айзберг Р.Е., Гарецкий Р.Г., Клушин С.В., Левков Э.А. Глубинное строение и геодинамика Припятского палеорифта и его обрамления // Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. М.: Наука, 1987. С. 200–212.

На основе материалов глубинного сейсмического зондирования методом общей глубинной точки приведены новые данные о глубинном строении Припятского палеорифта, в формировании которого основную роль играла система нормальных листрических сбросов, проникающих на глубину до поверхности М и в зону коромантийной смеси. Под палеорифтом отмечена переработка литосферы, связанная с подъемом астеносферной линзы и выразившаяся в появлении на его бортах клиноформ в низах земной коры. Обособлены геодинамические стадии развития Припятского палеорифта, связанные с процессами растяжения и сжатия. Развитие палеорифта сопровождалось сменой ориентировки главных напряжений и стиля разломной тектоники.

Ил. 4, библиогр. 30 назв.

## АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНИКИ ОКЕАНОВ И КОНТИНЕНТОВ

*Труды, вып. 425*

*Утверждено к печати Ордена Трудового Красного Знамени  
Геологическим институтам АН СССР*

Редактор И.С. Сидоров. Редактор издательства Н.А. Рагозина  
Художественный редактор В.Ю. Кученков  
Технический редактор М.К. Серегина. Корректор Л.А. Агеева

Набор выполнен в издательстве на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 36417

Подписано к печати 07.09.87. Т – 05923. Формат 70 × 100 1/16  
Бумага офсетная № 1. Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная  
Усл.печ.л. 17,6 + 0,1 вкл. Усл.кр.-отт. 17,7. Уч.-изд. л. 21,4  
Тираж 750 экз. Тип. зак. 1796. Цена 3р. 60к.

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